



Universidade de Aveiro
2013

Departamento de Geociências

**Bárbara Raquel
Pereira Leite de
Sousa**

**As Rochas Metamórficas da Região de Sátão (Zona
Centro-Ibérica)**



**Bárbara Raquel
Pereira Leite de
Sousa**

**As Rochas Metamórficas da Região de Sátão (Zona
Centro-Ibérica)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, Ramo de Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Beatriz Valle Aguado, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e da Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

o júri

presidente

Prof. Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina

Professor Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Prof. Doutora Beatriz Valle Aguado

Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Doutor Telmo Manuel Bento dos Santos

Investigador do Laboratório Nacional de Energia e Geologia

agradecimentos

Com a conclusão desta importante etapa da minha vida, quero deixar o meu profundo agradecimento a todas as pessoas e instituições que, de alguma forma, fizeram parte do meu percurso académico.

Primeiramente quero agradecer às minhas orientadoras Professora Doutora Beatriz Valle Aguado e Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo a paciência e os ensinamentos quer no trabalho de campo, quer na discussão de resultados e respetiva redação dos textos. Quero também que saibam que as admiro e que estou agradecida por tudo o que fizeram por mim.

Ao Professor Doutor Jack Nolan, do Imperial College de Londres, pela transmissão de conhecimentos e pela sua simpatia no trabalho de campo.

Ao Professor Doutor Jorge Medina pelos conselhos e ajuda que me prestou.

Agradeço à Professora Doutora Elisa Gomes e ao Departamento de Geologia da UTAD, pela disponibilidade na confecção das lâminas delgadas.

A todos os funcionários do Departamento de Geociências, principalmente à D. Paula e ao Sr. João Graça que sempre foram espetaculares comigo.

Aos meus colegas de campo Tiago Silva, Tiago Cerejo, António Silva e principalmente à Telma, que me acompanhou em todas as campanhas.

O meu obrigada ao Roberto e à Tânia pelos conselhos e pela amizade.

Às minhas primas Elisabete e Joana pelas palavras de conforto.

Às minhas Joaninhas, que apesar de longe, nunca deixaram de me apoiar.

À Manuela e à Isabel, que me deram uma ajuda fulcral, pela qual ficarei sempre muito grata. Não há palavras para agradecer o que fizeram por mim.

Ao Carlos e à Lisa, que contribuíram muito para a minha formação e pelo apoio que me deram nesta última fase dos meus estudos.

À Tânia que começou comigo esta jornada e foi uma pessoa fundamental no meu percurso académico. Obrigada pela tua amizade e companhia!

À Joana que sempre me ouviu quando eu mais precisava e se revelou uma enorme Amiga, de quem me orgulho muito.

À D. Belmira que foi como uma mãe aveirense, estando sempre do meu lado.

Ao meu fiel companheiro, que nunca me deixou ficar sozinha e que partilha comigo todos os bons e maus momentos.

Agradeço aos meus avós e tio, que sempre me apoiaram incondicionalmente e que contribuíram para a pessoa que me tornei hoje.

À Renata que, apesar das nossas diferenças, é muito importante para mim.

Ao Rafael que, para além de melhor amigo e colega é um grande companheiro. Obrigada pela paciência e por seres a minha consciência.

Quero expressar a minha gratidão aos meus pais que são o meu pilar, que estão sempre do meu lado e que nunca me deixaram desistir. Sem eles nunca teria alcançado esta etapa tão importante na minha vida.

À minha Professora primária Marina Mota Cruz. Onde quer que esteja, espero que sinta orgulho em mim. Saudades...

A todos os meus amigos que de alguma forma me apoiaram.

Obrigada a todos!

palavras-chave

Zona Centro-Ibérica, Super Grupo Dúrico-Beirão, Deformação Varisca, Metamorfismo Regional, Metamorfismo de Contacto, Isógradas.

Resumo

A região de Sátão localiza-se no centro de Portugal Continental e está inserida na Zona Centro-Ibérica (ZCI). A área em estudo é composta maioritariamente por metassedimentos de idade proterozóica superior a câmbrica inferior do Super Grupo Dúrico-Beirão, dobrados e metamorfizados durante a orogenia varisca. Estas rochas foram intruídas por granitóides variscos sin- e tardi-pós-tectónicos, representados na área pelos maciços de Sátão, Cota e Aguiar da Beira.

Os principais objetivos da investigação realizada no âmbito desta dissertação consistiram em caracterizar estruturalmente o Super Grupo Dúrico-Beirão; caracterizar o metamorfismo regional que afetou as formações do Super Grupo Dúrico-Beirão; cartografar as isógradas de metamorfismo regional e definir a zonalidade metamórfica e, por fim, analisar as principais modificações mineralógicas e texturais resultantes do metamorfismo de contacto nos metassedimentos.

Com base nos dados de campo e no estudo petrográfico foi possível retirar as seguintes conclusões:

- 1) Na área estudada, o carácter polifásico da deformação varisca manifesta-se através da sobreposição de três gerações de estruturas. De acordo com o contexto geológico regional, pode-se inferir que estas se correlacionam com a 1ª, 2ª e 3ª fases de deformação. As 1ª e 2ª fases geram xistosidades nos metassedimentos (S_1 e S_2 , respetivamente), enquanto a 3ª fase produz dobras, a diferentes escalas, que estão bem representadas em toda a região
- 2) Na zona de Sátão, foi possível cartografar as isógradas da estauroлите e da silimanite + feldspato potássico que também foram dobradas pela D_3 .
- 3) De acordo com os dados obtidos verifica-se que o grau do metamorfismo regional aumenta de norte, onde se situam as rochas de menor grau, para sul, onde afloram as rochas migmatíticas.
- 4) Os efeitos do metamorfismo de contacto associado às intrusões graníticas tardi-pós-tectónicas da região originaram modificações texturais e mineralógicas nas rochas, mascarando muitas vezes o metamorfismo regional prévio.
- 5) Com base nos dados de metamorfismo, foi possível cartografar uma falha com orientação N-S, que parece estar relacionada com a terceira fase de deformação varisca.

Keywords

Central Iberian Zone, “Super Grupo Dúrico-Beirão”, Variscan Deformation, Regional Metamorphism, Contact Metamorphism, Metamorphic Isograds.

Abstract

The Sátão region is located on the central zone of continental Portugal and belongs to the Central Iberian Zone. The area of study is mainly constituted by metasediments since superior proteozoic to inferior cambrian age of the “Super Grupo Dúrico-Beirão”, folded and metamorphosed during the variscan orogeny. These rocks were intruded by syn- and tardi-post-tectonic variscan granites, represented in that area by massifs of Sátão, Cota and Aguiar da Beira.

The research work in this essay aims the structural characterization of the “Super Grupo Dúrico-Beirão”, the regional metamorphism that affects it, make the cartography of the isograds of the local metamorphism, define the metamorphic zonality and finally analyze the main mineralogical and textural changes that results on the contact metamorphism of the metasediments.

Based on field data and on the petrographic study it was possible to conclude:

- 1) In the area of study, the polyphase character of the variscan deformation is manifested by the superimposition of three generations of structures. According the regional geological context it can be inferred that are correlated with the first, second and third deformation phases. The first and second phases generate schistosity on the metasediments (S_1 and S_2 , respectively), whereas the third phase produces folds, at different scales, present in all the region.
- 2) In Sátão zone, staurolite and sillimanite + potassium feldspar isograds were mapped, which were also folded by D_3 .
- 3) According the attained data the regional metamorphism degree increase from north, where the minor metamorphism grade rocks are located, to south where occur migmatites.
- 4) The contact metamorphism effects associated to the tardi-post-tectonic granitic intrusions of studied zone originated textural and mineralogical modifications on the rocks, masking many often the previous regional metamorphism.
- 5) Based on the metamorphism data, it was possible to make the cartography of a fault with N-S orientation that seems to be related to the third phase of the variscan deformation.

ÍNDICE GERAL

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
I.1 Natureza e âmbito da dissertação	3
I.2 Objetivos.....	3
I.3 Metodologia	4
I.4 Estrutura da tese	5
CAPÍTULO II – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	7
II.1 Enquadramento geográfico da área em estudo.....	9
II.2 Enquadramento geológico da área em estudo	10
II.3 O Maciço Ibérico.....	11
II.4 A Zona Centro-Ibérica.....	13
II.5 Trabalhos prévios	17
CAPÍTULO III – ÁREA EM ESTUDO	19
III.1 Introdução.....	21
III.2 Caracterização das unidades litológicas.....	22
III.3 Geologia estrutural.....	27
III.4 Metamorfismo	30
III.4.1 Metamorfismo regional.....	31
III.4.2 Metamorfismo de contacto	32
CAPÍTULO IV – PETROGRAFIA	35
IV.1 Introdução	37
IV.2 Zona da Clorite + Zona da Biotite.....	38
IV.3 Zona da Estaurolite + Zona da Silimanite.....	40
IV.4 Zona da Silimanite + Feldspato Potássico	41
IV.5 Relações blastese-deformação	44
CAPÍTULO V – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	45
V.1 A falha de Sátão.....	47
V.2 Comparação com a região de Cavernães.....	49
V.3 Conclusões.....	50
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura II.1 - Localização geográfica da área em estudo (imagens do Google Earth).	9
Figura II.2 - Enquadramento geológico da área em estudo (mapa extraído de Azevedo e Aguado, 2013).	10
Figura II.3 - Distribuição dos afloramentos Cadeia Varisca na Europa (extraído de Vera, 2004).	11
Figura II.4 - Reconstituições paleogeográficas para o Paleozóico (modificado de Scotese (1997), Cocks e Torsvik (2002) e Stampfli e Borel (2002). Da colisão da Laurussia com a Gondwana resultou o supercontinente Pangeia. Na última figura está assinalada a zona da Cadeia Varisca. A-C: Avalonia-Carolinia. (extraído de Nance <i>et al.</i> , 2012).	12
Figura II.5 - Divisão do Maciço Ibérico em zonas (extraído de Pérez Estaún <i>et al.</i> 2004).	13
Figura II.6 - Projeção das duas unidades do Super Grupo Dúrico-Beirão: Grupo do Douro e Grupo das Beiras, no mapa de Portugal (extraído de Dias <i>et al.</i> , 2006).	14
Figura II.7 - Evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco (modificado de Dias e Ribeiro, 1995).	15
Figura II.8 - Evolução metamórfica das séries metapelíticas na cintura metamórfica de Porto-Viseu. D1: 1ª fase de deformação varisca; D2: 2ª fase de deformação varisca; D3: 3ª fase de deformação varisca; and: andaluzite; ky: distena; sill: silimanite; st: estaurolite; 1: curva da “estaurolite in”(Yardley, 1989); 2: curva solidus de pelitos saturados em H ₂ O; diagrama de fase para polimorfos de Al ₂ SiO ₅ (Holdaway, 1971). (Extraído de Valle Aguado <i>et al.</i> , 2005).	16
Figura II.9 - Distribuição dos granitóides sin-D ₃ , e tardi-pós-D ₃ no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo <i>et al.</i> , 2005).	17
Figura III.1 - Montagem da cartografia publicada efetuada com o programa ARCGIS. As linhas azuis mostram os limites das cartas topográficas e geológicas que abrangem a área estudada. Coordenadas UTM ED50.	22
Figura III.2 - Afloramento de filitos.	23
Figura III.3 - Afloramento de micaxistos com estaurolite.	24
Figura III.4 - Afloramento de rochas calcossilicatadas.	24
Figura III.5 - Afloramento de rochas migmatíticas, onde é visível o bandado dobrado.	25
Figura III.6 - Granito sin-tectónico de Sátão.	26
Figura III.7 - Granito tardi-pós-tectónico de Aguiar da Beira.	26
Figura III.8 - Granito tardi-pós-tectónico de Cota com encaves microgranulares máficos.	27
Figura III.9 - Mapa com os dados de orientação e com a localização das ocorrências de rochas calcossilicatadas.	28

Figura III.10 - Dobras D ₃ assimétricas nos micaxistos.....	29
Figura III.11 - Mapa com as trajetórias da xistosidade.....	30
Figura III.12 - Mapa com as isógradas do metamorfismo regional.....	32
Figura III.13 – Auréolas de metamorfismo de contacto associadas aos granitos tardi-pós-tectónicos da região.....	33
Figura IV.1 – Mapa de amostragem, com a seleção de amostras para lâmina delgada.	38
Figura IV.2 - Microfotografias de metapelitos da zona da clorite + zona da biotite. a) Biotite (bt) e moscovite (ms), definindo a xistosidade S ₂ (nicóis paralelos). b) Relação entre a estratificação (S ₀) e a xistosidade (S ₁) (nicóis cruzados).	42
Figura IV.3 - Microfotografias de metapelitos da zona da clorite + zona da biotite. a) Aspeto da xistosidade S ₁ crenulada (nicóis paralelos). b) Porfiroblasto estático sobre a S ₂ substituído por um agregado de pequenas micas brancas (nicóis cruzados).....	42
Figura IV.4 - Microfotografias de metapelitos da zona da estaurolite + zona da silimanite. a) Relação entre a xistosidade S ₁ e a xistosidade S ₂ (nicóis cruzados). b) Andaluzite (and) a substituir a estaurolite (st) (nicóis paralelos).	42
Figura IV.5 - Microfotografias de metapelitos da zona da estaurolite + zona da silimanite a) Porfiroblasto estático de andaluzite (and) (nicóis paralelos). b) Porfiroblasto estático de andaluzite (and) (nicóis cruzados).	43
Figura IV.6 - Microfotografias em nicóis paralelos. a) Aspeto da xistosidade S ₂ crenulada, em metapelitos da zona da estaurolite + zona da silimanite. b) Presença de feldspato potássico (fk), turmalina (tur) e quartzo (qz) nas rochas da zona da silimanite + feldspato potássico.....	43
Figura IV.7 - Relações entre a blastese dos minerais do metamorfismo regional e as três fases de deformação varisca.....	44
Figura IV.8 - Relações entre a blastese dos minerais do metamorfismo de contacto e as três fases de deformação varisca.....	44
Figura V.1 – Esquema com duas possibilidades para o movimento da falha de Sátão. Em cada bloco-diagrama, a linha amarela representa a isógrada da estaurolite e a linha roxa representa a isógrada da silimanite + feldspato potássico. a) Desligamento direito; b) Falha com movimento vertical.....	48
Figura V.2 – Comparação da zonalidade metamórfica na região de Cavernães (esquerda) com a região de Sátão (direita). Nos dois mapas estão assinaladas as isógradas da estaurolite (St) e silimanite + feldspato potássico (Sil+FK). O mapa de Cavernães (Esteves, 2006), mostra, de norte para sul, as zonas da clorite, biotite, estaurolite, distena e silimanite, estando as áreas migmatíticas coloridas a roxo..	49

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

CAPITULO I – INTRODUÇÃO

I.1 Natureza e âmbito da dissertação

O trabalho que agora se apresenta está inserido na disciplina de Dissertação/Projeto do 2º ano do curso de Mestrado em Engenharia Geológica (2º ciclo), segundo o modelo de Bolonha da Universidade de Aveiro.

A presente dissertação tem como principal objetivo o estudo de rochas metamórficas da região de Sátão, no distrito de Viseu.

O trabalho desenvolvido no âmbito desta tese teve uma componente de campo, em que foram realizadas várias campanhas na região de Sátão e teve uma componente de análise petrográfica e de processamento da informação adquirida, utilizando o *software* ARCGIS versão 10.1 (*ESRI™*).

I.2 Objetivos

A finalidade geral deste trabalho foi a caracterização estrutural e metamórfica das rochas pré-ordovícicas (Super Grupo Dúrico-Beirão) da região de Sátão. Assim, definiram-se os seguintes objetivos principais:

1. Fazer o reconhecimento geológico da área com base na cartografia existente;
2. Adquirir maior experiência no trabalho de campo para aquisição de dados geológicos;
3. Colher amostras e obter dados estruturais nos metassedimentos;
4. Realizar o estudo petroográfico das rochas metamórficas da região de Sátão;
5. Identificar o número de fases de deformação que afetaram o Super Grupo Dúrico-Beirão da zona e reconhecer as estruturas associadas a cada evento tectónico;
6. Cartografar as isógrads de metamorfismo regional e definir a zonalidade metamórfica;
7. Estabelecer as relações entre o metamorfismo regional e as principais fases de deformação varisca;
8. Caracterizar o metamorfismo de contacto que afetou os metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão.

I.3 Metodologia

A metodologia utilizada para a concretização dos objetivos referidos anteriormente, pode ser descrita em quatro pontos fundamentais:

1. Pesquisa bibliográfica, com a finalidade de recolher toda a informação disponível sobre a zona em estudo e, numa fase posterior, com o objetivo de interpretar e comparar os dados obtidos com os dados, já existentes, de áreas adjacentes.
2. Trabalho de campo, envolvendo os seguintes aspetos:
 - a) Caracterização macroscópica dos metassedimentos acompanhada, sempre que possível, da identificação dos minerais presentes;
 - b) Aquisição de dados estruturais nas rochas metamórficas;
 - c) Colheita de amostras para posterior análise petrográfica;
 - d) Registo fotográfico.
3. Estudo petrográfico de lâminas delgadas, nas instalações da Universidade de Aveiro, com o objetivo de:
 - a) Identificar os minerais constituintes e descrever a textura das rochas;
 - b) Reconhecer a presença de várias gerações de xistosidades nos metassedimentos;
 - c) Estabelecer as relações temporais entre a blastese dos minerais e as fases de deformação.
 - d) Interpretar as paragénese de metamorfismo regional.
4. Tratamento e interpretação dos dados, incluindo:
 - a) Elaboração de mapas da região em estudo, com base na cartografia pré-existente e nos dados obtidos, usando o programa ARCGIS versão 10.1 (ESRITM);
 - b) Projeção das amostras recolhidas e dos dados estruturais, utilizando o mesmo *software*;
 - c) Integração dos dados obtidos e comparação com de áreas adjacentes;
 - d) Redação do documento final (Dissertação/Tese).

I.4 Estrutura da tese

Para além deste capítulo introdutório, a dissertação é constituída por mais quatro capítulos organizados da seguinte forma:

➤ **Capítulo II – Enquadramento Geológico**

Este capítulo inicia-se com o enquadramento geográfico e geológico da região de Sátão, seguindo-se uma breve referência ao Maciço Ibérico, apresentando-se as principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas da Zona Centro-Ibérica, onde se insere a área em estudo. O capítulo termina com uma alusão aos trabalhos prévios realizados nesta zona por diversos autores.

➤ **Capítulo III – A área em estudo**

Neste capítulo apresentam-se os dados de campo e os mapas produzidos que sintetizam a informação recolhida.

➤ **Capítulo IV – Petrografia**

São apresentados os dados da análise petrográfica de algumas das amostras colhidas, documentadas pelas fotografias de microscópio e a interpretação dos resultados.

➤ **Capítulo V – Discussão e conclusões**

Neste capítulo faz-se a discussão dos resultados obtidos e resumem-se as principais conclusões do trabalho.

➤ **Referências Bibliográficas**

CAPÍTULO II
ENQUADRAMENTO
GEOLÓGICO

CAPITULO II – Enquadramento Geológico

Este capítulo inicia-se com o enquadramento geográfico e geológico da área em estudo. Seguidamente, é feita uma descrição geral da geologia do Maciço Ibérico, dando maior realce à Zona Centro-Ibérica, uma vez que é nesta que a região de Sátão se insere. Por fim, faz-se referência aos trabalhos prévios, realizados por outros autores, na zona estudada ou em áreas próximas.

II.1 Enquadramento geográfico da área em estudo

A área em estudo localiza-se no norte de Portugal, na sub-região de Dão-Lafões e abrange os concelhos de Sátão, Viseu e Vila Nova de Paiva do distrito de Viseu (Figura II.1). Ocupa uma superfície de aproximadamente 34 km² e é abrangida pelas folhas números 167 (Calde), 168 (Queiriga - Vila Nova de Paiva), 178 (Viseu) e 179 (Penalva do Castelo) da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25000, publicadas pelo Instituto Geográfico do Exército.

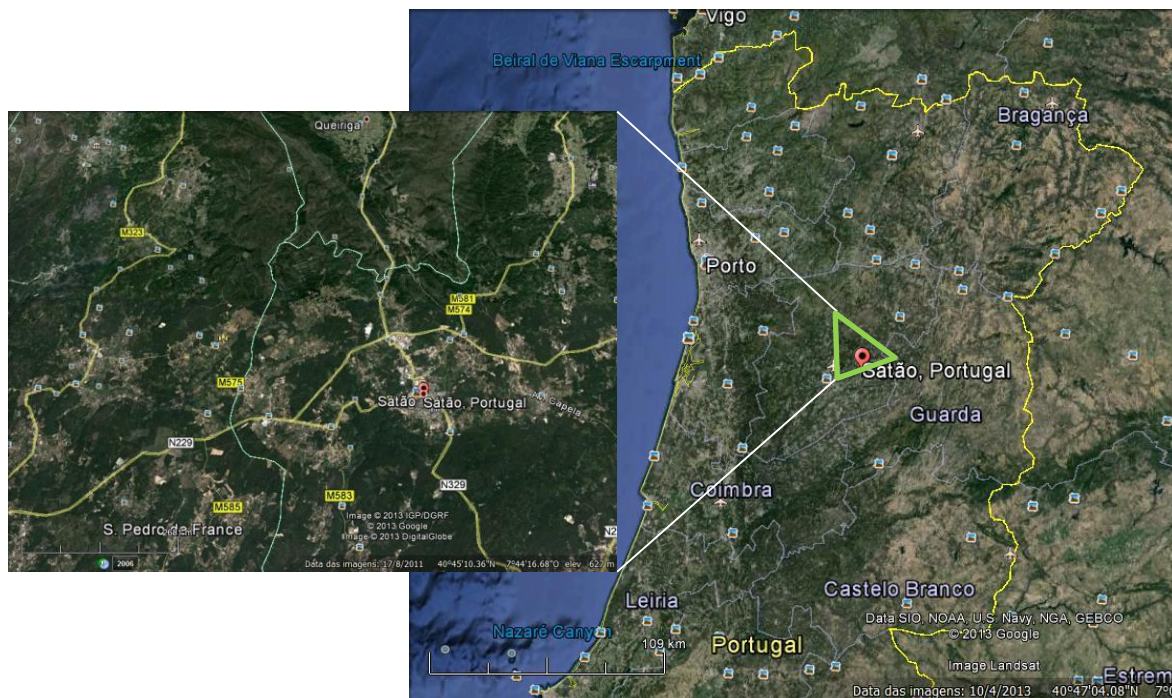


Figura II.1 - Localização geográfica da área em estudo (imagens do Google Earth).

Do ponto de vista morfológico, trata-se de uma região sem mudanças bruscas de declive, localizando-se o ponto de cota mais elevada a 760 m (perto de Meirinha) e o ponto de cota mais baixa a 480 m (Vil de Ferreiros), situados, respetivamente, nos limites norte e sul do setor estudado. A área é drenada pelo rio Vouga e os seus afluentes.

O acesso principal é através da auto-estrada A25. Contudo, para chegar aos vários pontos da área é necessário recorrer a estradas nacionais, destacando-se a N323, para se fazer o acesso a oeste e norte, a N329 que liga Vila Nova de Paiva à N229 para o acesso a este e, por fim, a estrada N229, que liga Viseu a Sátão, para o acesso a sul. Existem ainda várias vias municipais e inúmeros caminhos florestais. Nos locais de topografia mais acidentada, o acesso é muitas vezes difícil, sendo necessário utilizar o jipe.

II.2 Enquadramento geológico da área em estudo

Do ponto de vista geológico, a região de Sátão faz parte do soco pré-Mesozóico da Península Ibérica e é constituída por metassedimentos, com idades compreendidas entre o Proterozóico Superior-Câmbrico e o Carbonífero Superior, e por granitóides variscos (Figura II.2).

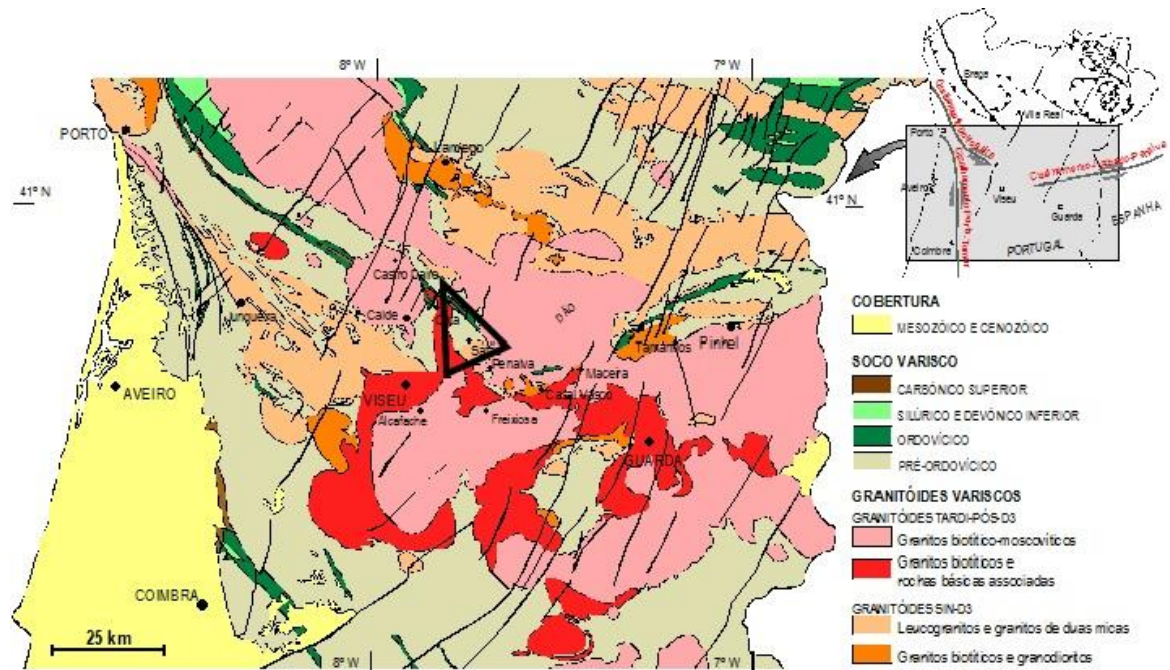


Figura II.2 - Enquadramento geológico da área em estudo (mapa extraído de Azevedo e Aguado, 2013).

O setor estudado tem forma triangular e está limitado a oeste pelo granito de Cota, a sul pelo granito de Sátão e, a nordeste, pelo Sinclinal de Porto-Sátão, onde está representada a sequência paleozóica da área. O limite nordeste coincide também com a Zona de Cisalhamento de Douro-Beira (ZCDB). Este acidente corresponde a uma importante estrutura varisca de direção NW-SE e movimento transcorrente esquerdo com componente vertical inversa (Valle Aguado *et al.*, 2000).

O trabalho realizado incidiu nos metassedimentos pré-ordovícicos, incluídos na literatura geológica no designado Super Grupo Dúrico-Beirão, e a sua caracterização é abordada nos capítulos seguintes. Porém, para uma melhor compreensão da geologia da área num contexto regional mais amplo, serão agora resumidos os aspetos gerais do Maciço Ibérico, em particular da Zona Centro-Ibérica, onde se insere a região de Sátão.

II.3 O Maciço Ibérico

O segmento ibérico da Cadeia Varisca europeia é designado por Maciço Ibérico ou Maciço Hespérico e ocupa a parte ocidental da Península Ibérica (Figura II.3).

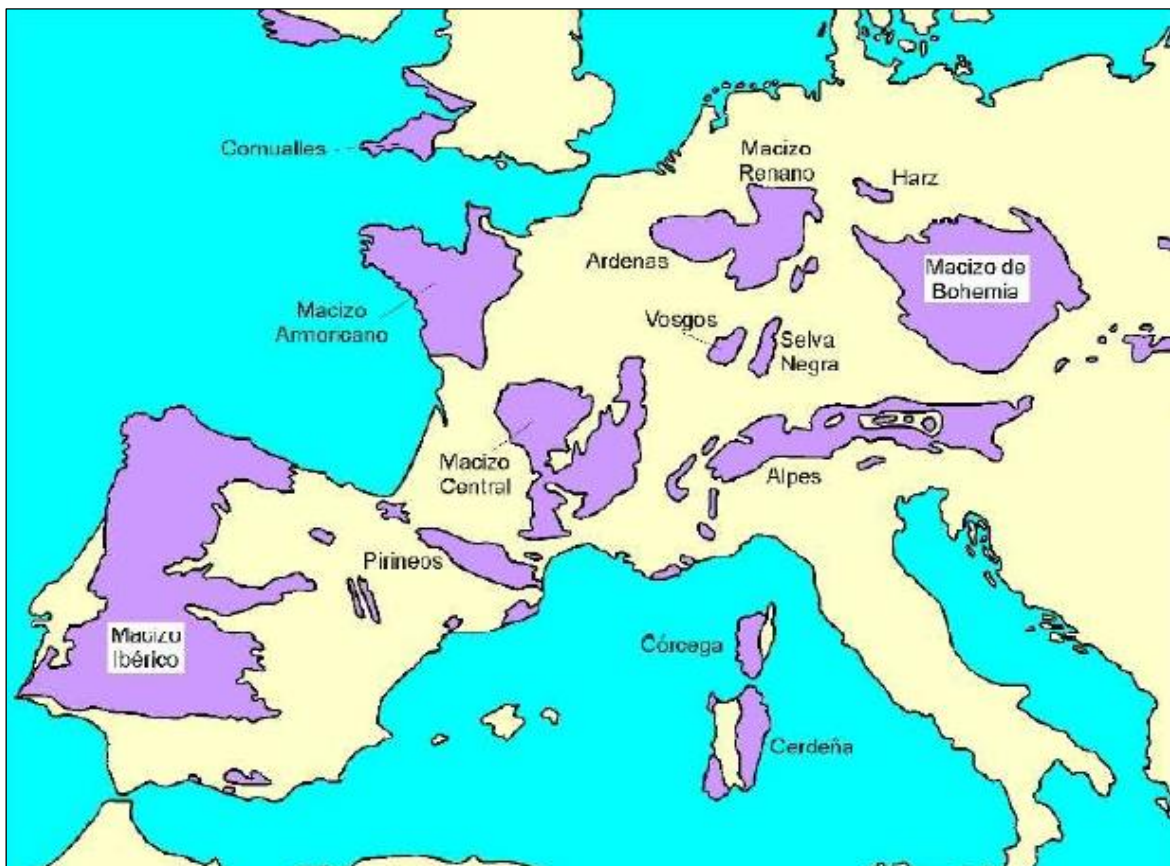


Figura II.3 - Distribuição dos afloramentos Cadeia Varisca na Europa (extraído de Vera, 2004).

O Orógeno Varisco corresponde a uma extensa cadeia de montanhas formada no final do Paleozóico que resultou da colisão de dois grandes continentes, Laurussia e Gondwana, e de algumas micropalacas continentais de menor dimensão (Figura II.4). Em consequência dessa colisão formou-se o supercontinente Pangeia.

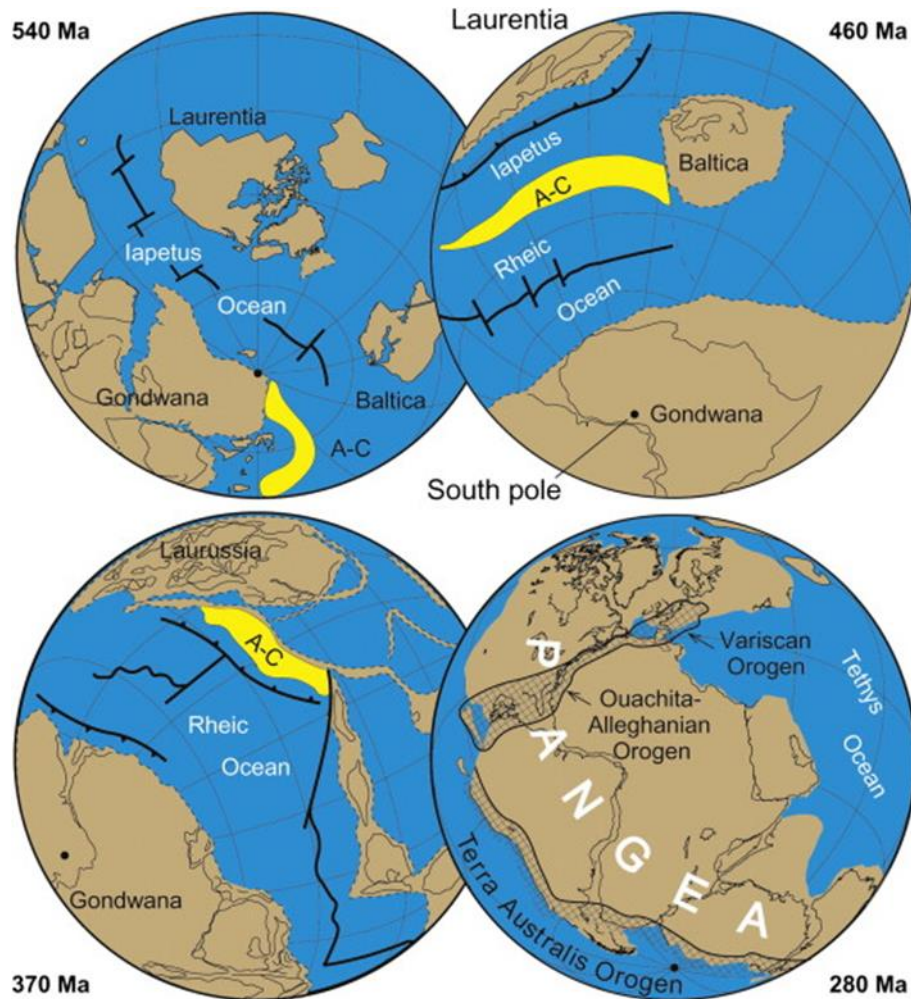


Figura II.4 - Reconstituições paleogeográficas para o Paleozóico (modificado de Scotese (1997), Cocks e Torsvik (2002) e Stampfli e Borel (2002). Da colisão da Laurussia com a Gondwana resultou o supercontinente Pangeia. Na última figura está assinalada a zona da Cadeia Varisca. A-C: Avalonia-Carolinia. (extraído de Nance *et al.* 2012).

O Maciço Ibérico é formado por rochas com idades compreendidas entre o Proterozóico e o Carbonífero, variavelmente afetadas por metamorfismo e deformação durante a Orogenia Varisca e intruídas por grandes volumes de magmas graníticos durante e após este evento orogénico (Ribeiro *et al.*, 1979). Com base em critérios estratigráficos, metamórficos, magmáticos e tectónicos, têm sido apresentados vários esquemas de subdivisão do Maciço Ibérico, todos eles baseados no trabalho pioneiro de Lotze (1945). Atualmente, é consensual considerar no Maciço Ibérico as seguintes unidades geotectónicas (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979; Vera, 2004): Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Occidental-Leonesa (ZAOL), Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Figura II.5).

As Zonas Cantábrica e Sul-Portuguesa são as zonas externas da cadeia varisca ibérica. Nestes domínios, as sequências do Paleozóico Superior têm grande desenvolvimento, o metamorfismo regional é de baixo grau e são raras as intrusões graníticas sin-orogénicas. Em contraste, nas zonas internas (Astúrico-Occidental-Leonesa, Galiza Trás-os-Montes, Centro-Ibérica e Ossa-Morena) predominam os terrenos do Precâmbrico e do Paleozóico Inferior, a deformação varisca é mais precoce e intensa, o metamorfismo regional pode atingir o grau alto e o plutonismo granítico sin-orogénico é abundante (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979).

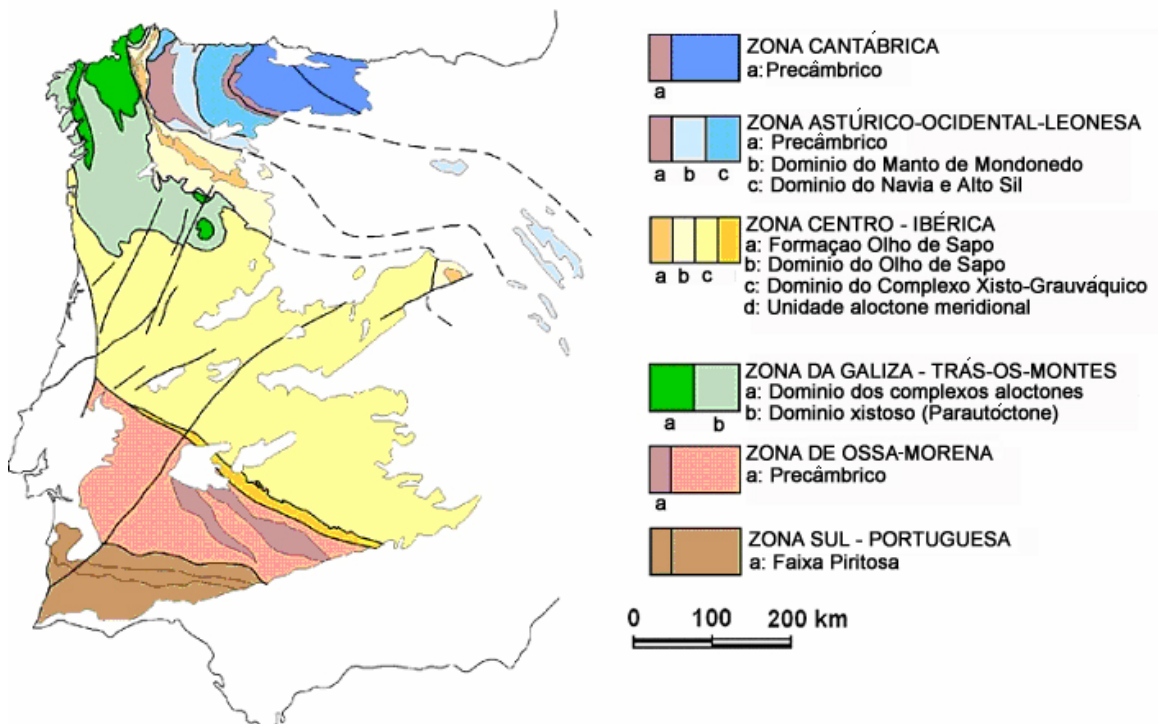


Figura II.5 - Divisão do Maciço Ibérico em zonas (extraído de Pérez Estaún *et al.* 2004).

II.4 A Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) localiza-se na parte central do Maciço Ibérico, correspondendo à zona axial da cadeia varisca ibérica.

Do ponto de vista estratigráfico, o aspeto mais característico da ZCI é a predominância de uma potente sequência sedimentar ante-ordovícica, conhecida como Super Grupo Dúrico-Beirão, que ocupa extensas áreas de afloramento nos territórios português e espanhol. A idade precisa do Super Grupo Dúrico-Beirão não é conhecida, devido à ausência generalizada de microfósseis, contudo, tendo em conta dados de microfósseis, icnofósseis e idades U-Pb em zircões detríticos, admite-se uma idade

proterozóica superior a câmbria inferior para esta sequência (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

Em Portugal, Bernardo de Sousa (1983) subdividiu o Super Grupo Dúrico-Beirão em duas grandes unidades litoestratigráficas: o Grupo das Beiras e o Grupo do Douro. Contudo, Dias *et al.* (2006) apresentaram uma nova divisão destas unidades, sendo esta a referência atual (Figura II.6). O Grupo das Beiras está representado na parte sul da ZCI e é formado por um conjunto rítmico de grande espessura, entre 6 a 7 km, em que alternam metapelitos e metagrauvaques ricos em quartzo. O Grupo do Douro é mais heterogéneo, sendo constituído por unidades arenítico-pelíticas, contendo intercalações de pelitos com magnetite e níveis de calcários e conglomerados. As formações do Super Grupo Dúrico-Beirão que afloram na região de Sátão pertencem ao Grupo do Douro.

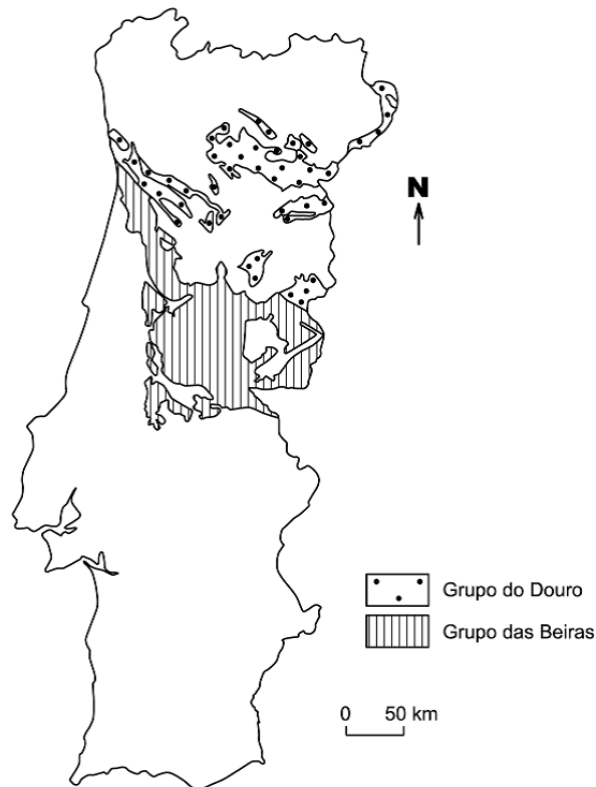


Figura II.6 - Projeção das duas unidades do Super Grupo Dúrico-Beirão: Grupo do Douro e Grupo das Beiras, no mapa de Portugal (extraído de Dias *et al.*, 2006).

A estruturação da ZCI resultou essencialmente da deformação associada à Orogenia Varisca, estando fracamente representadas as estruturas relacionadas com episódios de deformação mais antigos (Díez Balda *et al.*, 1990). A deformação varisca é polifásica, sendo reconhecidas três fases principais de deformação dúctil, designadas por D₁, D₂ e D₃ (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990).

A 1ª fase de deformação (D_1) afetou toda a sequência sedimentar pré-carbonífera, provocando a formação de dobras de escala quilométrica, com plano axial sub-vertical e xistosidade associada (S_1), com direção geral NW-SE. As estruturas de 2ª fase estão principalmente representadas nas sequências metamórficas de grau médio a alto e relacionam-se com zonas de cisalhamento sub-horizontais onde se gera uma xistosidade (S_2) com pouca inclinação (Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado *et al.*, 2005). As zonas de cisalhamento transcorrentes de 3ª fase produzem dobras de plano axial vertical, por vezes com xistosidade (S_3), que redobram as estruturas anteriores nos domínios afetados por estas faixas de deformação (Gil Ibarguchi *et al.*, 1983; Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado *et al.*, 2005). Na figura II.7 mostra-se esquematicamente uma síntese da evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco.

Durante a fracturação tardi-varisca, nos últimos estádios da orogenia, desenvolveram-se fraturas segundo dois sistemas conjugados: um sistema direito com direção NNW-SSE a NW-SE e um sistema esquerdo, mais desenvolvido, com direção NNE-SSW a NE-SW (Ribeiro *et al.* 1979).

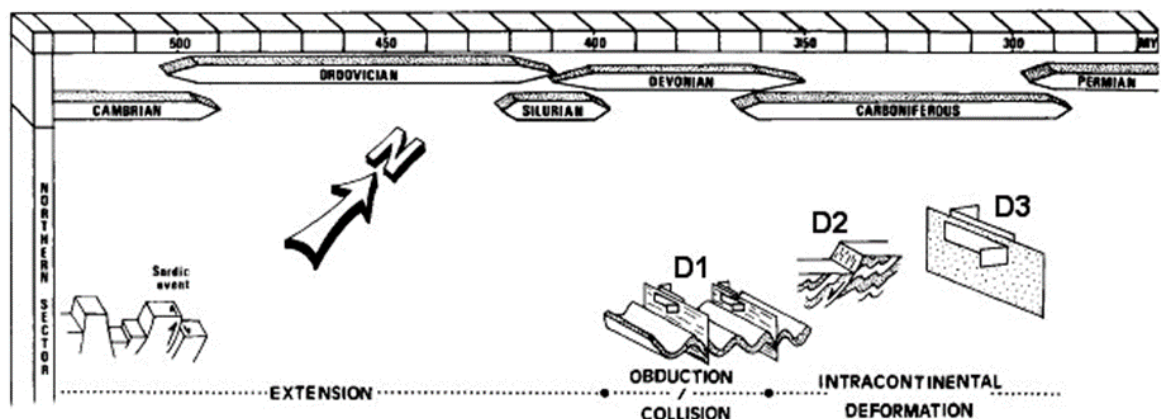


Figura II.7 - Evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco (modificado de Dias e Ribeiro, 1995).

O metamorfismo regional está intimamente associado às três fases de deformação dúctil. Em linhas gerais, a história tectono-metamórfica da ZCI caracteriza-se por uma evolução em condições de pressão intermédia (tipo Barroviano) durante a D_1 , que transitam, depois de ser atingido o pico térmico na D_2 , para um regime de baixa pressão durante a 3ª fase (Escuder Viruete *et al.*, 1994; Ábalos *et al.*, 2002; Valle Aguado *et al.* 1993, 2005) (Figura II.8).

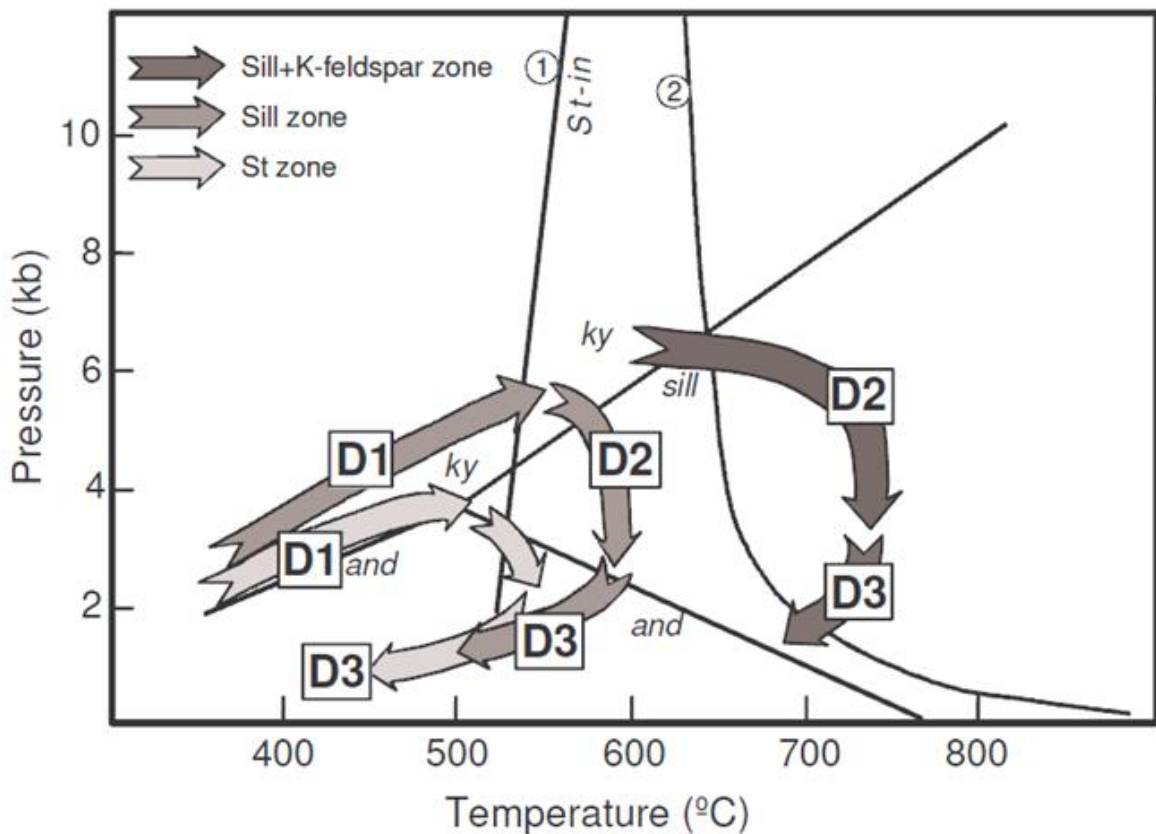


Figura II.8 - Evolução metamórfica das séries metapelíticas na cintura metamórfica de Porto-Viseu. D1: 1ª fase de deformação varisca; D2: 2ª fase de deformação varisca; D3: 3ª fase de deformação varisca; and: andaluzite; ky: distena; sill: silimanite; st: estaurolite; 1: curva da “estaurolite in” (Yardley, 1989); 2: curva solidus de pelitos saturados em H₂O; diagrama de fase para polimorfos de Al₂SiO₅ (Holdaway, 1971). (Extraído de Valle Aguado *et al.*, 2005).

As rochas graníticas afloram numa parte significativa da ZCI. Tendo em conta as relações temporais com a 3ª fase de deformação, os granitóides variscos podem ser agrupados em dois conjuntos principais: os granitóides sin-D₃ e os granitóides tardi-pós-D₃ (Ferreira *et al.*, 1987; Pinto *et al.*, 1987; Dias, 2001; Azevedo e Valle Aguado, 2013) (Figura II.9).

No grupo dos sin-tectónicos predominam os granitos peraluminosos de duas micas e, com menor representação, ocorrem também alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos. De um modo geral, apresentam-se em maciços alongados, concordantes com as estruturas regionais e estão instalados em níveis relativamente profundos da crosta. Em contraste, os granitóides tardi-pós-tectónicos formam maciços discordantes, instalados em níveis epizonais da crosta onde provocam o metamorfismo de contacto dos metassedimentos envolventes. Este grupo inclui monzogranitos / granodioritos essencialmente biotíticos, por vezes associados a rochas básicas e intermédias, e alguns leucogranitos de duas micas metaluminosos a peraluminosos.

As idades isotópicas (U-Pb em zircões e monazites) permitem situar a idade de instalação dos maciços sin-tectónicos no intervalo 320-310 Ma e a dos granitos tardi-pós-tectónicos entre 310-290 Ma (Almeida *et al.*, 1998; Dias *et al.*, 1998; Antunes *et al.*, 2008; Teixeira, 2008; Costa, 2011; Azevedo e Valle Aguado, 2013).

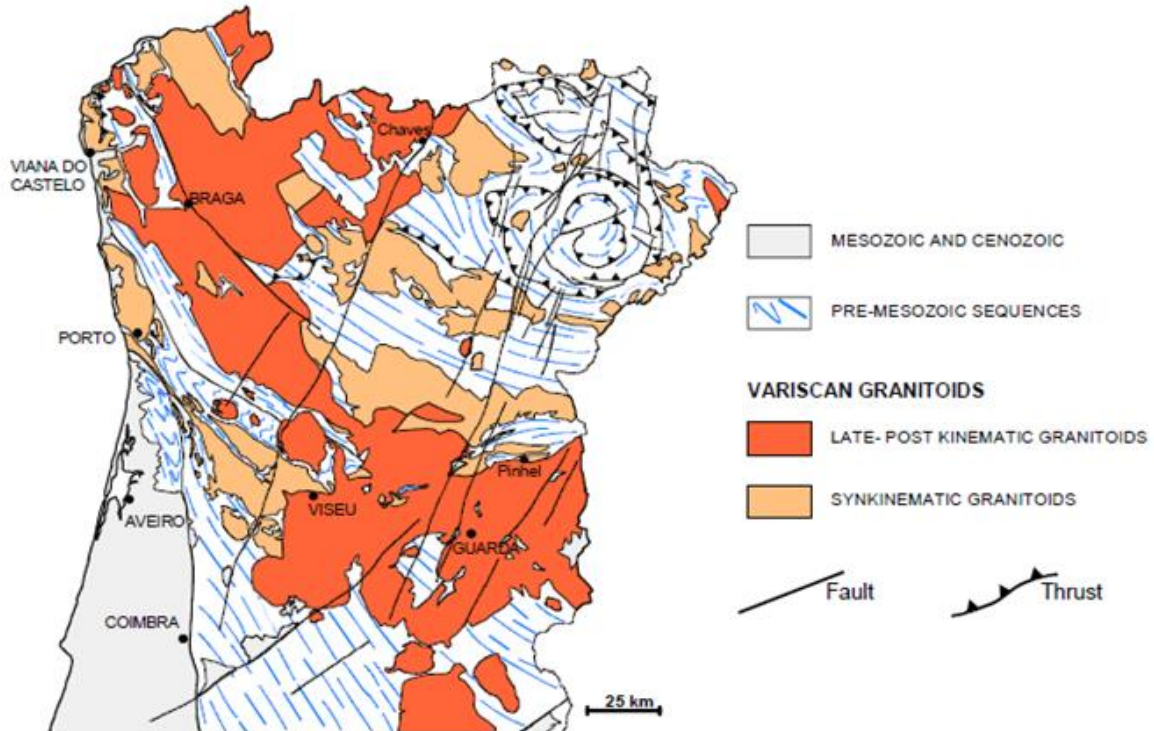


Figura II.9 - Distribuição dos granitóides sin-D₃, e tardi-pós-D₃ no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo *et al.*, 2005).

II.5 Trabalhos prévios

O estudo do Super Grupo Dúrico-Beirão da região de Sátão levado a cabo no âmbito desta tese teve como ponto de partida os trabalhos de diversos autores que, desde os anos 50 do século passado, desenvolveram a sua investigação neste setor e nas áreas limítrofes. Merecem particular destaque aos seguintes:

Os primeiros estudos sobre a geologia da área investigada devem-se a Schermerhorn (1956). Neste trabalho, o autor efetua uma caracterização detalhada da litologia, mineralogia e petrografia dos metassedimentos e granitóides da zona de Castro Daire e apresenta a primeira carta geológica, na escala 1:50000, em que está representada a região de Sátão. Mais tarde, esta área foi incluída nas Folhas 14-D (Aguar da Beira) e 17-B (Fornos de Algodres) da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, publicadas

pelos Serviços Geológicos de Portugal em 1972 e 1990, respetivamente (Teixeira *et al.* 1972; Gonçalves *et al.*, 1990).

Entre os trabalhos mais antigos destacam-se também os efetuados por Oen em 1958 e em 1970, o primeiro incidindo no estudo dos granitóides e metassedimentos da região de Viseu e o segundo, com um carácter mais integrador dos processos metamórficos, magmáticos e tectónicos variscos, relativo a um setor mais amplo do centro-norte de Portugal.

Recentemente, a publicação da Folha 17-A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000 (Ferreira *et al.*, 2009) e da respetiva notícia explicativa (Ferreira *et al.*, 2010), veio atualizar a cartografia apresentada por Oen (1958) e acrescentar novos dados sobre a geologia desta região.

A caracterização estrutural do Super Grupo Dúrico-Beirão a sul do Sinclinal de Porto - Sátão pode ser encontrada nos trabalhos de Valle Aguado (1992), Valle Aguado *et al.* (2000, 2005) e, em particular para a região de Cavernães (norte de Viseu), no estudo de Esteves *et al.* (2008). Entre outros aspetos, nestas publicações põe-se de manifesto o importante papel das zonas de cisalhamento de 3ª fase na estruturação deste setor da ZCI.

Por fim, entre os estudos sobre o metamorfismo regional, mais diretamente relacionados com a área estudada, cabe referir, para além de alguns dos já citados, os trabalhos de Atherton *et al.* (1974), onde se reporta pela primeira vez a ocorrência de distena e granada na faixa metamórfica de Porto-Viseu, de Valle Aguado *et al.* (1993, 2006), propondo um modelo tectono-metamórfico ilustrado através do PTt da figura II.8 e os de Esteves (2006) e Esteves *et al.* (2006) que assinalam novas ocorrências de distena na região de Cavernães e apresentam a cartografia das isógradas neste setor.

CAPÍTULO III
ÁREA EM ESTUDO

CAPITULO III – ÁREA EM ESTUDO

Neste capítulo é feita uma descrição mais detalhada da área estudada e são apresentados os dados de campo e os mapas de síntese elaborados. Estes últimos foram produzidos com o programa *ARCGIS* versão 10.1 (*ESRI*TM).

III.1 Introdução

Para o trabalho de campo foram utilizadas as cartas topográficas na escala 1:25000 com os números 167 (Calde), 168 (Queiriga - Vila Nova de Paiva), 178 (Viseu) e 179 (Penalva do Castelo), do Instituto Geográfico do Exército. Por outro lado, a área é abrangida pelas folhas da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000 com os números 14-C (Castro Daire), 14-D (Aguiar da Beira), 17-A (Viseu) e 17-B (Fornos de Algodres).

Todas as cartas, quer topográficas, quer geológicas, foram introduzidas e devidamente georreferenciadas num Sistema de Informação Geográfica (SIG) utilizando o programa *ARCGIS* 10.1. Para evitar o manuseamento no campo de oito cartas diferentes (quatro topográficas e quatro geológicas), com o auxílio do *ARCGIS* foi efetuada uma montagem, onde os contactos litológicos copiados da cartografia publicada foram sobrepostos aos mapas topográficos (Figura III.1). Deste modo, obteve-se, numa única folha de papel, a compilação da informação cartográfica da área objeto de estudo, posteriormente impressa à escala 1:25000.

Esta montagem foi utilizada no campo para a implantação e localização dos pontos observados e para o registo dos dados estruturais que iam sendo obtidos em cada local estudado.

Foram várias as campanhas de campo em que foi feito um reconhecimento da área e se procedeu à seleção de afloramentos passíveis de serem amostrados. Neste sentido, foram procurados afloramentos cujo grau de meteorização fosse o menor possível, tarefa esta que não foi fácil, uma vez que os metassedimentos, de um modo geral, apresentam-se bastante alterados. Contudo, sempre que possível, foi feita a caracterização macroscópica dos metassedimentos, tentando fazer uma identificação das paragénese minerais presentes e também o estudo estrutural, procurando obter dados de orientação da xistosidade e/ou estratificação e, no caso de estarem presentes, da geometria das dobras. A recolha de amostras foi igualmente uma preocupação que esteve sempre presente. Apesar do estado de alteração que a maioria dos afloramentos apresenta, foi possível recolher 69 amostras, das quais só 29 foram aproveitadas para efetuar lâminas delgadas.

No entanto, a amostragem foi útil, pois os exemplares foram usados sempre que surgiram dúvidas na fase da análise dos dados.

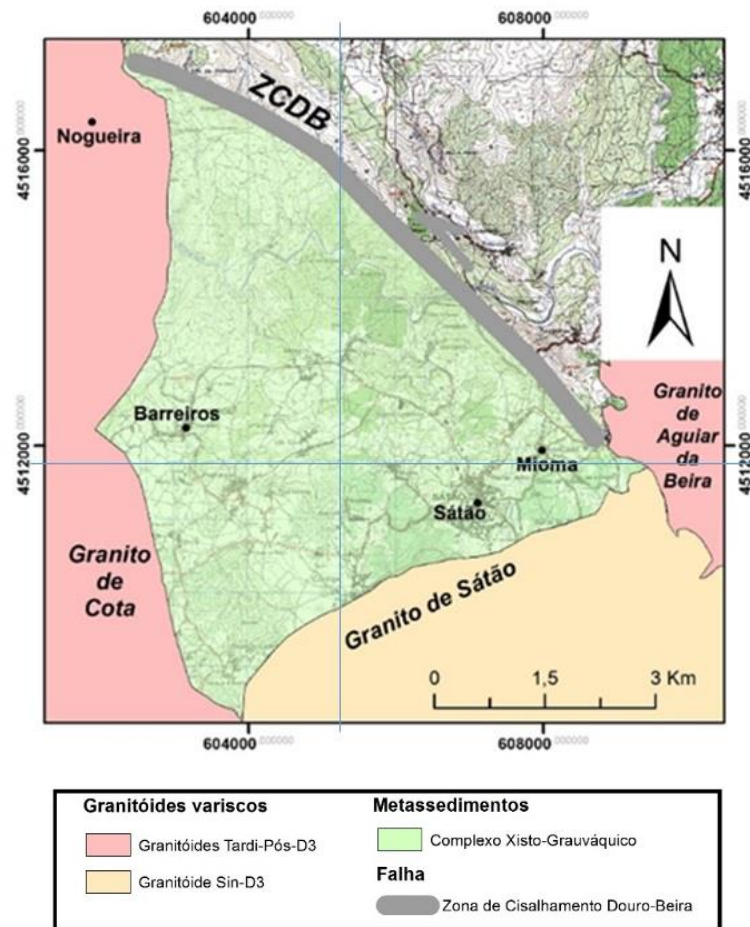


Figura III.1 - Montagem da cartografia publicada efetuada com o programa ARCGIS. As linhas azuis mostram os limites das cartas topográficas e geológicas que abrangem a área estudada. Coordenadas UTM ED50.

III.2 Caracterização das unidades litológicas

Em termos geológicos, a região de Sátão é constituída por dois grupos litológicos (Figura III.1):

- uma sequência sedimentar de idade proterozóica superior a câmbrica inferior deformada e metamorfizada durante a orogenia varisca;
- granitóides variscos sin- e tardi-pós-tectónicos.

Apesar de não serem abordadas neste trabalho, deve ainda ser referido que, a norte e noroeste de Mioma, está presente a sequência ordovícico-silúrica do Sinclinal de Porto-Sátão, onde também ocorrem rochas do Carbonífero Superior. Uma descrição detalhada destes afloramentos pode ser encontrada nos trabalhos de Schermerhorn (1956) e Rodrigues (1998).

As rochas do Proterozóico Superior - Câmbrio Inferior fazem parte do Super Grupo Dúrico-Beirão ante-Ordovícico, em particular do Grupo do Douro (Bernardo de Sousa, 1983). A estes materiais, na carta Geológica de Fornos de Algodres (Folha 17-B) foi atribuída a designação de Formação de Sátão-Penalva (Gonçalves *et al.*, 1990).

O Super Grupo Dúrico-Beirão é constituído por metapelitos com intercalações milimétricas a centimétricas de metagrauvaques, estando também presentes estratos de rochas calcossilicatadas. A sequência sedimentar foi afetada não só pelo metamorfismo regional, como também pelo metamorfismo de contacto provocado pelos granitóides tardi-pós-tectónicos. Em linhas gerais, ocorrem filitos no norte da área, micaxistos no centro e migmatitos no sul.

Os filitos (Figura III.2) são rochas metapelíticas foliadas de granularidade fina, com xistosidade bem marcada e dobrada. São constituídos essencialmente por quartzo, moscovite, clorite \pm biotite, podendo conter porfiroblastos resultantes do metamorfismo de contacto. Os micaxistos (Figura III.3) são rochas metapelíticas foliadas de granularidade fina-média, constituídos por quartzo, moscovite e biotite, podendo ter cristais mais desenvolvidos de estauroilite e andaluzite. A xistosidade destas rochas apresenta-se dobrada. Nas proximidades dos contactos com os granitos tardios, os filitos e os micaxistos podem apresentar os efeitos do metamorfismo de contacto através da presença de porfiroblastos distribuídos aleatoriamente nas rochas. Por vezes, verificam-se intercalações centimétricas de metagrauvaques, em ambas as litologias. As rochas carbonatadas (Figura III.4) ocorrem principalmente na parte central da área e apresentam coloração clara. Nalguns locais, próximos dos granitos tardi-pós-tectónicos, afloram corneanas, caracterizadas por terem grão fino, cor cinzento-escuro e elevada dureza.



Figura III.2 - Afloramento de filitos.



Figura III.3 - Afloramento de micaxistos com estaurolite.



Figura III.4 - Afloramento de rochas calcossilicatadas.

As rochas migmatíticas são bastante heterogêneas e estão frequentemente associadas a veios de quartzo e a pegmatitos. O estado de alteração em que se encontra a generalidade dos afloramentos não permite a observação de muitas das estruturas que este tipo de rochas de alto grau metamórfico costuma apresentar. No entanto, é possível identificar em muitos casos a presença de um bandado, definido pela alternância de níveis finos escuros, ricos em biotite (melanossoma), com outros mais largos de cor clara, constituídos essencialmente por quartzo e feldspato (leucossoma) (Figura III.5). Com frequência este bandado migmatítico encontra-se dobrado. Refira-se ainda que alguns

fragmentos de migmatitos são encontrados no seio do granito de Sátão, como pode ser observado, por exemplo, em afloramentos da povoação de Lajes, a sudeste de Mioma.



Figura III.5 - Afloramento de rochas migmatíticas, onde é visível o bandado dobrado.

O único corpo granítico sin-tectónico presente na zona em estudo é o granito de Sátão (Figura III.6) e define o limite sul da área. Tem como principais características o facto de ser uma rocha leucocrata, de grão médio, de duas micas, onde geralmente predomina a moscovite em relação à biotite. Os grãos de quartzo e de biotite têm, em média, entre 1 a 3 mm, enquanto a abundante moscovite ocorre, geralmente, com tamanhos que variam entre 1 a 4 mm. A foliação presente neste granito é normalmente definida pelas micas, podendo também ser manifestada da pelos megacristais de feldspato que esporadicamente se observam dispersos na rocha. No limite norte do plutão existe uma zona onde o granito apresenta uma foliação milonítica paralela ao contacto e inclinada para o interior do maciço, isto é, para sul. Os trabalhos de Schermerhorn (1956) e Oen (1958) contêm uma descrição mais detalhada deste corpo intrusivo, podendo ser encontrada informação adicional nas publicações de Ferreira Pinto (1990) e Ferreira Pinto *et al.* (1993).

Os granitóides tardi-pós-tectónicos estão representados por dois tipos de granitos, o granito de Aguiar da Beira e o granito de Cota localizados, respetivamente, nos limites oriental e ocidental da área (Figura II.1).

O granito de Aguiar da Beira (Figura III.7) tem textura porfiróide de grão médio a grosseiro, com megacristais de feldspato potássico e plagioclase, e contém biotite e moscovite em proporções equivalentes. Recentemente, este maciço foi estudado por Costa (2011) que, através da datação U-Pb, obteve uma idade de 303.3 ± 8.1 Ma para a sua instalação.

O granito de Cota apresenta também uma textura porfiróide de grão médio a grosseiro (Figura III.8). Os megacristais, que podem atingir mais de 8 cm de comprimento, são de feldspato potássico. Em contraste com o granito de Aguiar da Beira, só possui biotite, estando a moscovite sistematicamente ausente. Contém encaves microgranulares máficos de composição tonalítica e na periferia do batólito ocorrem pequenos corpos intrusivos de rochas básicas e intermédias (Azevedo *et al.*, 1999). Determinações geocronológicas, utilizando o método U-Pb, em frações de monazites de duas amostras desta intrusão, permitiram estimar a sua idade de cristalização em torno aos 306 Ma (Valle Aguado *et al.*, 2005).



Figura III.6 - Granito sin-tectónico de Sátão.



Figura III.7 - Granito tardi-pós-tectónico de Aguiar da Beira.



Figura III.8 - Granito tardi-pós-tectónico de Cota com encraves microgranulares máficos.

III.3 Geologia estrutural

Nas rochas do Super Grupo Dúrico-Beirão reconhece-se a presença de várias gerações de estruturas resultantes da deformação polifásica varisca que afetou a região.

Verifica-se que os metassedimentos possuem uma xistosidade muito penetrativa nas litologias mais pelíticas que, de um modo geral, se apresenta paralela ou ligeiramente oblíqua às superfícies de estratificação (S_0). Na parte norte da área, nos filitos, a xistosidade corresponde a uma S_1 , ou seja, trata-se da primeira anisotropia tectónica destas rochas, gerada durante a 1ª fase de deformação. À medida que se caminha para sul, em direção aos domínios mais metamórficos, começa a tornar-se evidente a presença de uma segunda xistosidade (S_2) que pode ser reconhecida no campo com ajuda da lupa ou, quando é muito forte, com o estudo petrográfico. A S_2 passa a ser a xistosidade dominante nos micaxistos e migmatitos. A existência desta estrutura é prova de que os metassedimentos foram afetados pela 2ª fase de deformação varisca.

A inclinação quer da S_1 , quer da S_2 , é quase sempre bastante elevada, superior a 70° (Figura III.9). Nas proximidades do granito de Sátão a xistosidade tende a inclinar para sul, como se observa no extremo sudoeste da área. A direção da xistosidade é bastante variável à escala do afloramento e à escala regional. Esta variação deve-se à presença de dobras que afetaram a S_1 e a S_2 , (Figura III.10). Por isso, estas dobras devem ter sido geradas durante a 3ª fase de deformação.

As dobras mesoscópicas de fase 3 têm eixo vertical ou sub-vertical e o plano axial, também sub-vertical, apresenta direções que variam entre NW-SE a NNW-SSE. A

cartografia das dobras maiores foi feita através do registo, no mapa, da variação da orientação da S_1 e da S_2 e do tipo de assimetria das dobras menores observadas nos afloramentos. Estas dobras são simétricas na zona de charneira e mostram uma variação no tipo de assimetria, tipo-s (senestra) ou tipo-z (dextra), de um flanco para outro das dobras maiores. Por, vezes, associadas às dobras mesoscópicas D_3 observam-se microdobras mas, regra geral, não se chega a desenvolver uma verdadeira clivagem de crenulação. Contudo, nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Douro-Beira surgem algumas dúvidas. Com efeito, aqui a deformação D_3 é mais intensa, sendo eventualmente possível que nas zonas próximas ao acidente o que foi considerado S_2 possa corresponder na realidade a uma S_3 .

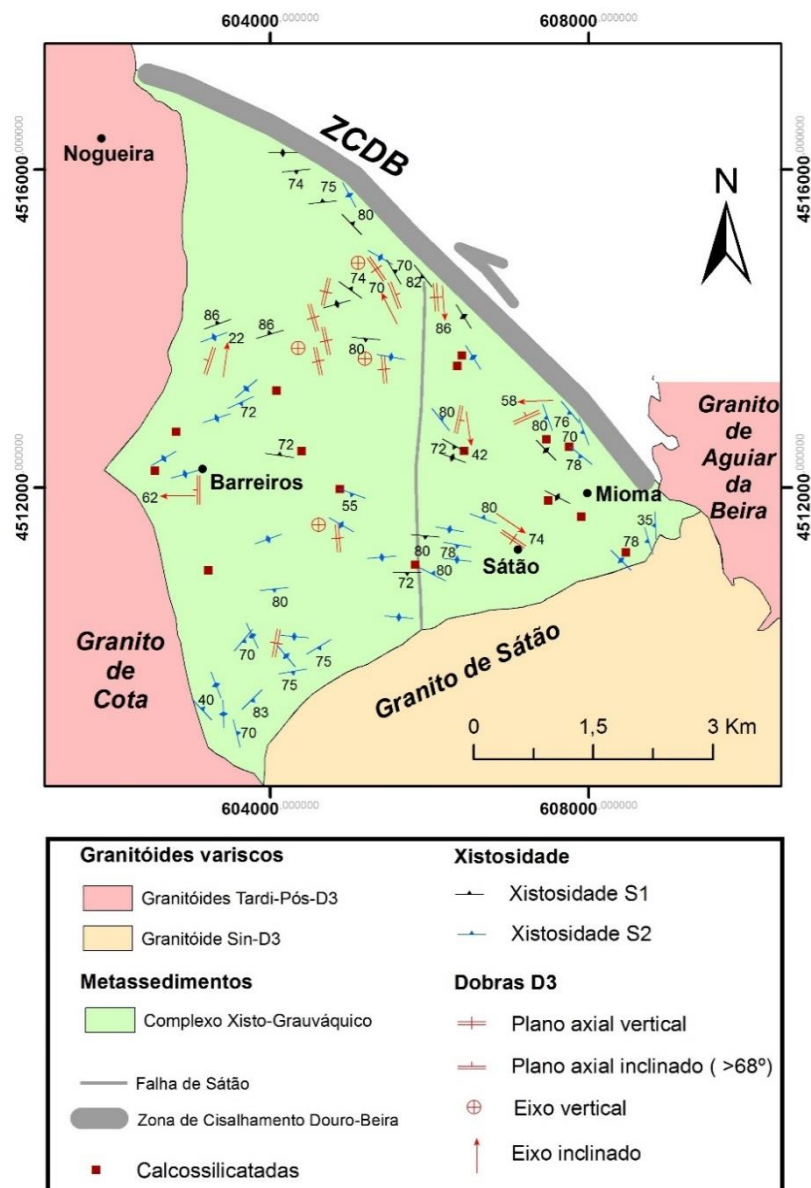


Figura III.9 - Mapa com os dados de orientação e com a localização das ocorrências de rochas calcossilicatadas.



Figura III.10 – Dobras D_3 assimétricas nos micaxistos.

A falha de Sátão, com direção aproximada N-S e localizada na parte central da área, foi inferida. Com base na compilação das observações de campo e da análise das lâminas delgadas verificou-se um contraste no grau metamórfico das rochas a um e outro lado da falha. Note-se que a falha não parece afetar o maciço de Sátão, sugerindo que este acidente é anterior à intrusão granítica. Para a cinemática da falha podem ser colocadas algumas hipóteses, que serão discutidas mais adiante, no Capítulo V.

De forma a obter uma melhor percepção da estrutura regional do Super Grupo Dúrico-Beirão neste setor, foram desenhadas no mapa as trajetórias das xistosidades S_1 e S_2 . A figura III.11 permite visualizar duas dobras cartográficas de 3ª fase com eixo e plano axial sub-verticais: a mais ocidental com direção NNW-SSE e a outra, próxima da ZCDB, com orientação NW-SE. A primeira está intruída pelo granito de Cota. Quanto à segunda, que acompanha a zona de cisalhamento na parte sudeste, acaba por ser cortada pelo acidente a noroeste, devido, possivelmente, à componente cavalgante de NE para SW da ZCDB.

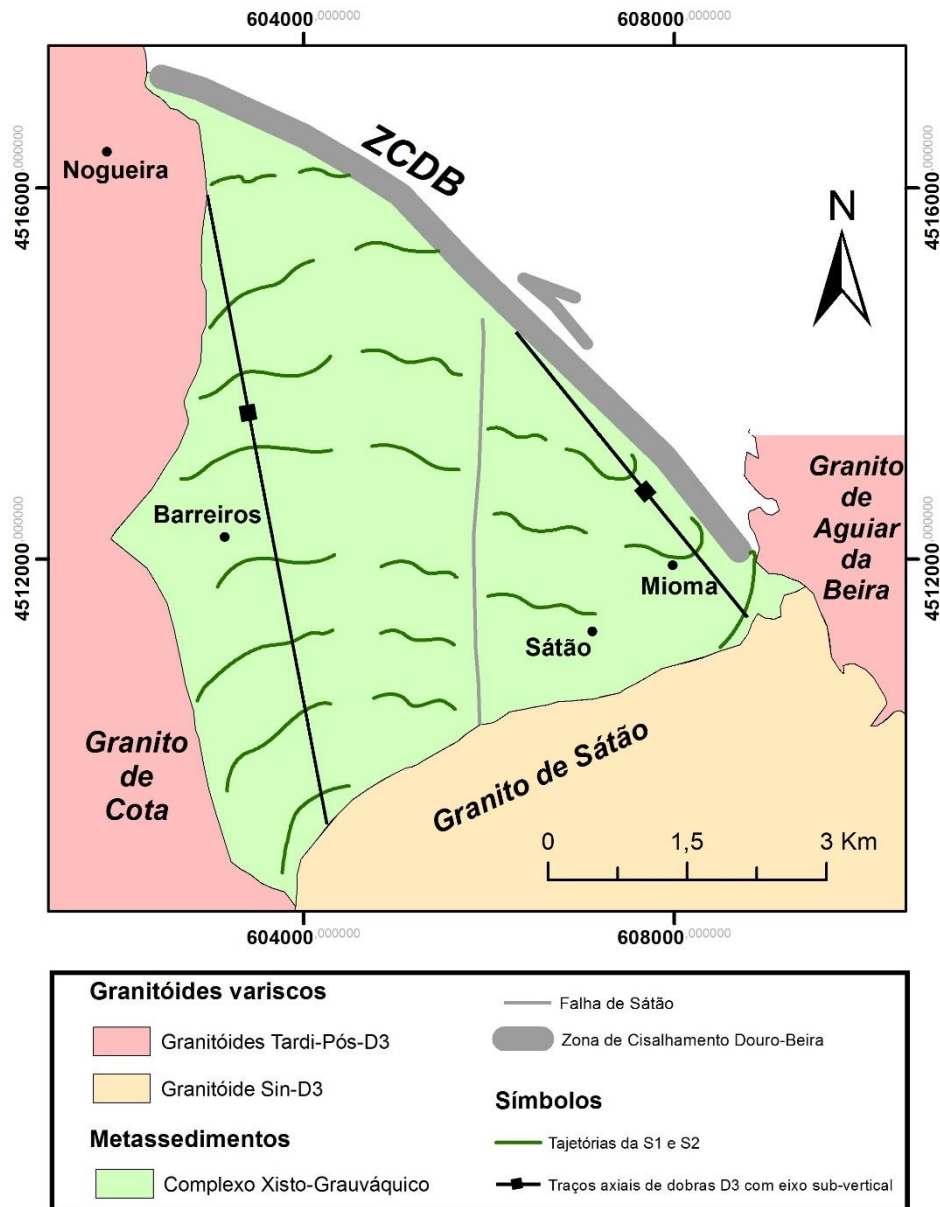


Figura III.11 - Mapa com as trajetórias da xistosidade.

III.4 Metamorfismo

Um dos objetivos do estudo do metamorfismo foi a cartografia das isógradas do metamorfismo regional no Super Grupo Dúrico-Beirão. Para o efeito, contou-se com as observações realizadas no campo e com estudo petrográfico das amostras colhidas. Seguidamente, descrevem-se os critérios que levaram à proposta da zonalidade metamórfica que se apresenta, deixando a caracterização petrográfica das rochas para o capítulo seguinte. O metamorfismo de contacto, associado às intrusões graníticas tardi-pós-tectónicas será abordado brevemente.

III.4.1 Metamorfismo regional

Em linhas gerais, nos metassedimentos da área de Sátão, o grau metamórfico aumenta de norte para sul, como é evidenciado pela textura e mineralogia das rochas. Com efeito, a norte ocorrem filitos com clorite \pm biotite, que transitam a micaxistos com estauroilite \pm andaluzite \pm silimanite, encontrando-se a sul domínios onde as rochas apresentam evidências de terem sofrido fusão parcial (Fig. III.12).

A primeira ocorrência de estauroilite, marcando a respetiva isógrada, pode ser reconhecida no campo com relativa facilidade porque este mineral se apresenta em porfiroblastos euédricos contornados pela xistosidade, identificáveis a vista desarmada. Assim, a localização da isógrada da estauroilite é baseada essencialmente em dados de campo e é suportada pelo estudo petrográfico das amostras colhidas em locais adjacentes.

O limite norte das áreas migmatíticas, que deverá corresponder à isógrada da silimanite + feldspato potássico, é mais difícil de localizar com precisão, devido à dificuldade de encontrar afloramentos nos pontos de interesse e ao mau estado, em termos de alteração, dos materiais. Estas rochas exibem um bandado gnéissico paralelo à S_2 , definido pela alternância de níveis claros, constituídos por quartzo e feldspato, e níveis máficos, ricos em biotite. Estão frequentemente associadas a corpos de composição granítica com forma irregular e a veios de quartzo e pegmatitos.

Infelizmente não foi possível cartografar as restantes isógradas. Nas zonas de menor grau, a dificuldade de acesso contribuiu para uma amostragem pouco densa nessas áreas. A norte do domínio migmatítico, no campo foram identificados agregados fibrosos de silimanite e suspeitou-se da existência de alguma distena. No entanto, o elevado grau de meteorização de muitos afloramentos impossibilitou a obtenção de mais amostras e a confecção de lâminas delgadas de qualidade. A estes constrangimentos, acrescenta-se ainda o efeito do metamorfismo de contacto associado às intrusões graníticas tardi-pós-tectónicas, que mascaram em alguns locais as paragénese minerais prévias.

O deslocamento das isógradas no mapa da figura III.12 evidencia a existência duma falha com direção N-S no centro da área, designada neste trabalho como falha de Sátão. O traçado das isógradas acompanha a orientação geral da xistosidade das rochas, desenhando também as dobras cartográficas D_3 . Por isso, o metamorfismo regional deve ser anterior a esta fase de deformação. Esta conclusão é apoiada pela presença de dobras D_3 que afetam o bandado migmatítico (Figura III.5) e pelas relações metamorfismo – deformação estabelecidas no estudo petrográfico.

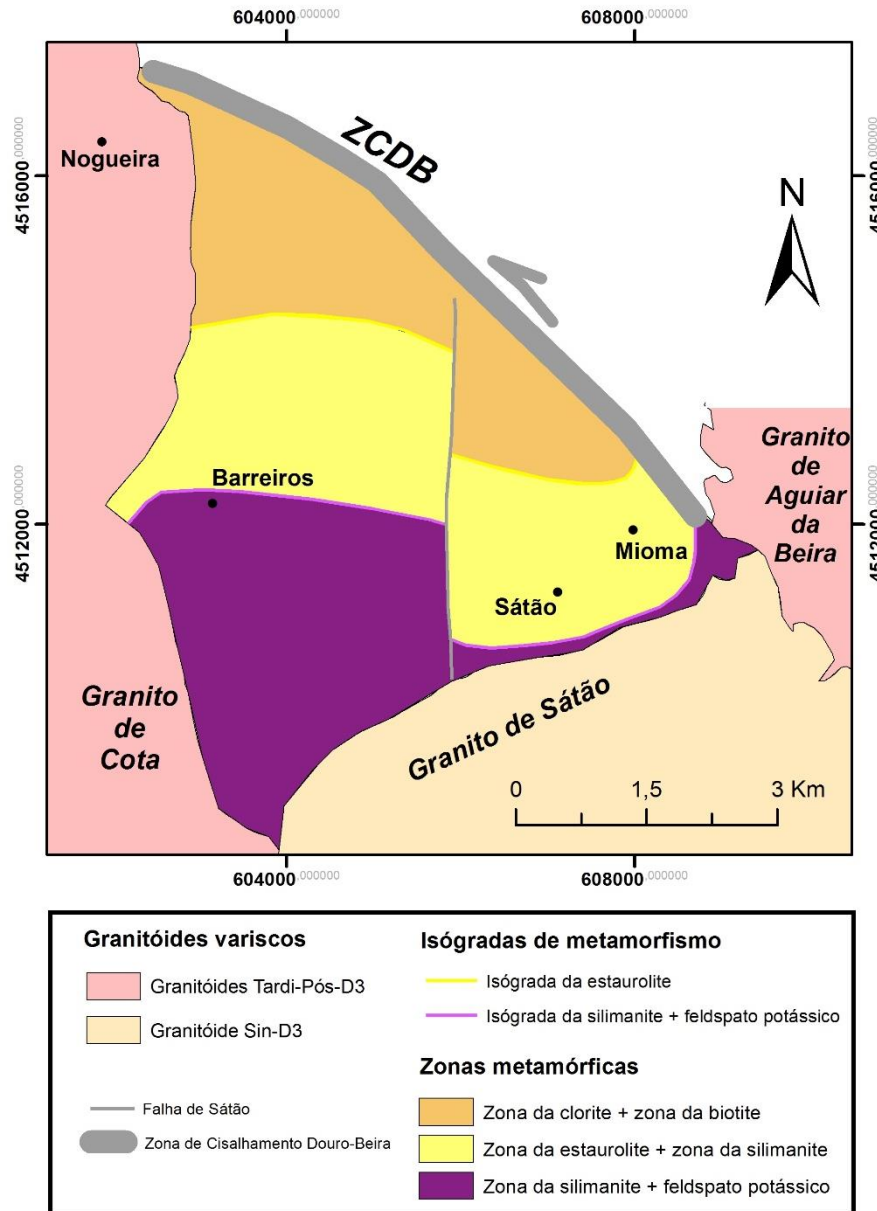


Figura III.12 - Mapa com as isógradas do metamorfismo regional.

III.4.2 Metamorfismo de contacto

O metamorfismo de contacto está associado às intrusões graníticas tardi-pós-tectónicas que ocorrem neste setor e na região a norte da ZCDB. Na figura III.13, os limites das auréolas são essencialmente baseados na cartografia de Schermerhorn (1956). Foram ligeiramente modificados em alguns setores, no sentido de tornar as zonas de contacto algo mais largas. Com efeito, no campo, sobretudo na parte norte, foram encontrados blastos estáticos sobre a crenulação D₃ em locais que não estão abrangidos pelas auréolas de contacto cartografadas por Schermerhorn (1956).

Nos níveis epizonais do Super Grupo Dúrico-Beirão, os efeitos do metamorfismo térmico manifestam-se através da presença, nos xistos mosqueados, de cristais com forma ovalada e cor cinza escuro, distribuídos aleatoriamente na rocha. Estes cristais apresentam-se muito alterados e, possivelmente, são de cordierite. Nas zonas de maior grau metamórfico, a influência do metamorfismo de contacto é menos óbvia. Não obstante, o estudo petrográfico revelou a ocorrência de porfiroblastos pós-tectónicos de cordierite e andaluzite nas proximidades do granito de Aguiar da Beira.

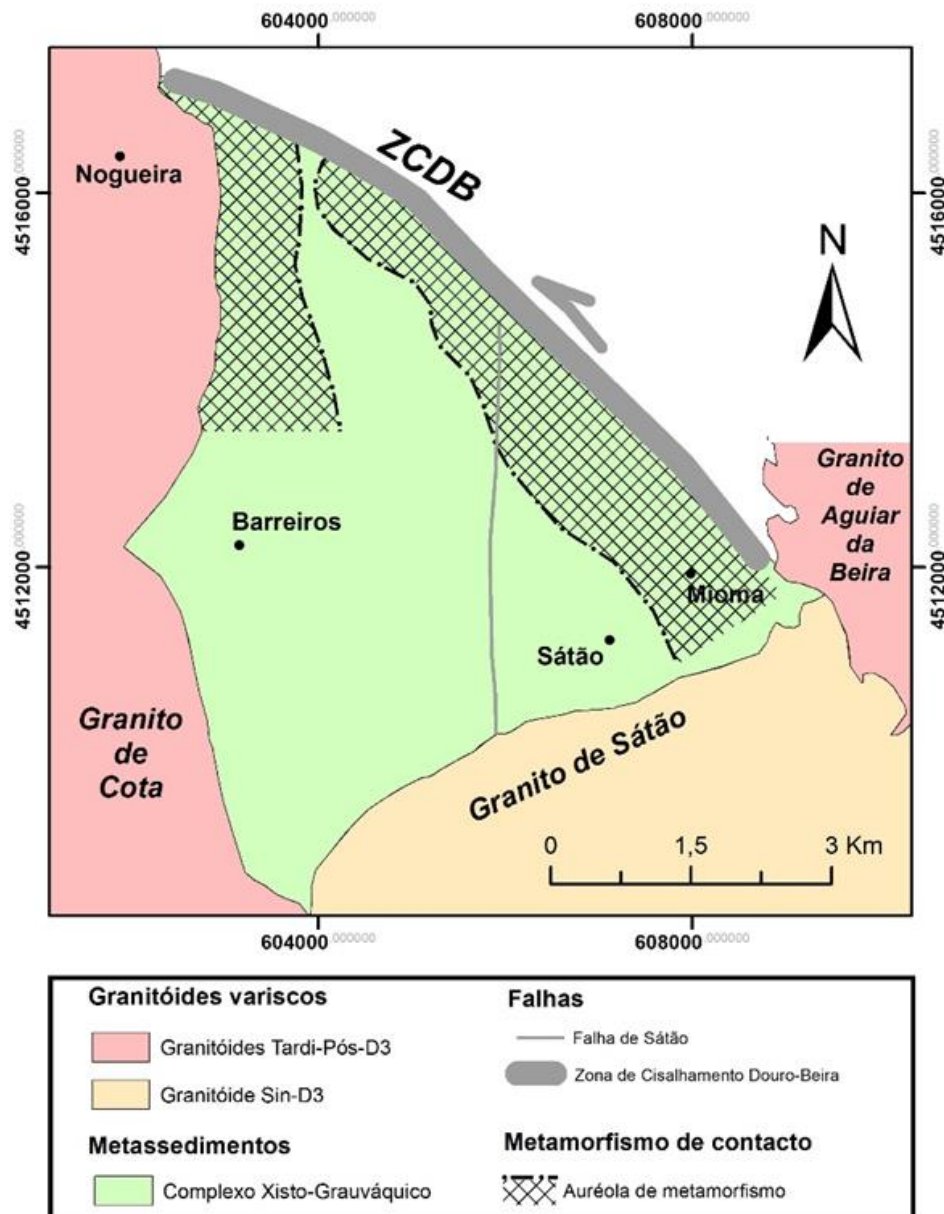


Figura III.13 – Auréolas de metamorfismo de contacto associadas aos granitos tardi-pós-tectónicos da região.

CAPÍTULO IV
PETROGRAFIA

CAPITULO IV – PETROGRAFIA

Neste capítulo são apresentados os resultados da análise petrográfica de algumas das amostras colhidas que, deste modo, complementam os dados adquiridos em campo.

IV.1 Introdução

O estudo ótico dos minerais é fundamental em trabalhos de índole geológica, uma vez que é um importante recurso para se proceder à identificação de minerais.

No campo, nem sempre foi fácil a identificação das paragéneses minerais, assim como o reconhecimento das fases de deformação que afetaram as rochas, sendo essencial recorrer ao estudo microscópico.

Deste modo, a análise petrográfica de lâminas delgadas de metassedimentos incidiu essencialmente na identificação dos minerais e descrição textural, na interpretação das paragéneses de metamorfismo regional e estabelecimento das relações blastese-deformação e ainda na caracterização dos efeitos do metamorfismo de contacto.

Para o efeito, foram preparadas lâminas delgadas com secção polida de amostras previamente seleccionadas (Figura IV.1), tendo estas sido analisadas com recurso a um microscópio petrográfico.

As descrições petrográficas agora apresentadas, referem-se principalmente às fácies pelíticas do Super Grupo Dúrico-Beirão, pois são as mais sensíveis às mudanças no grau metamórfico e onde estão melhor preservadas as micro-estruturas de cada uma das fases de deformação.

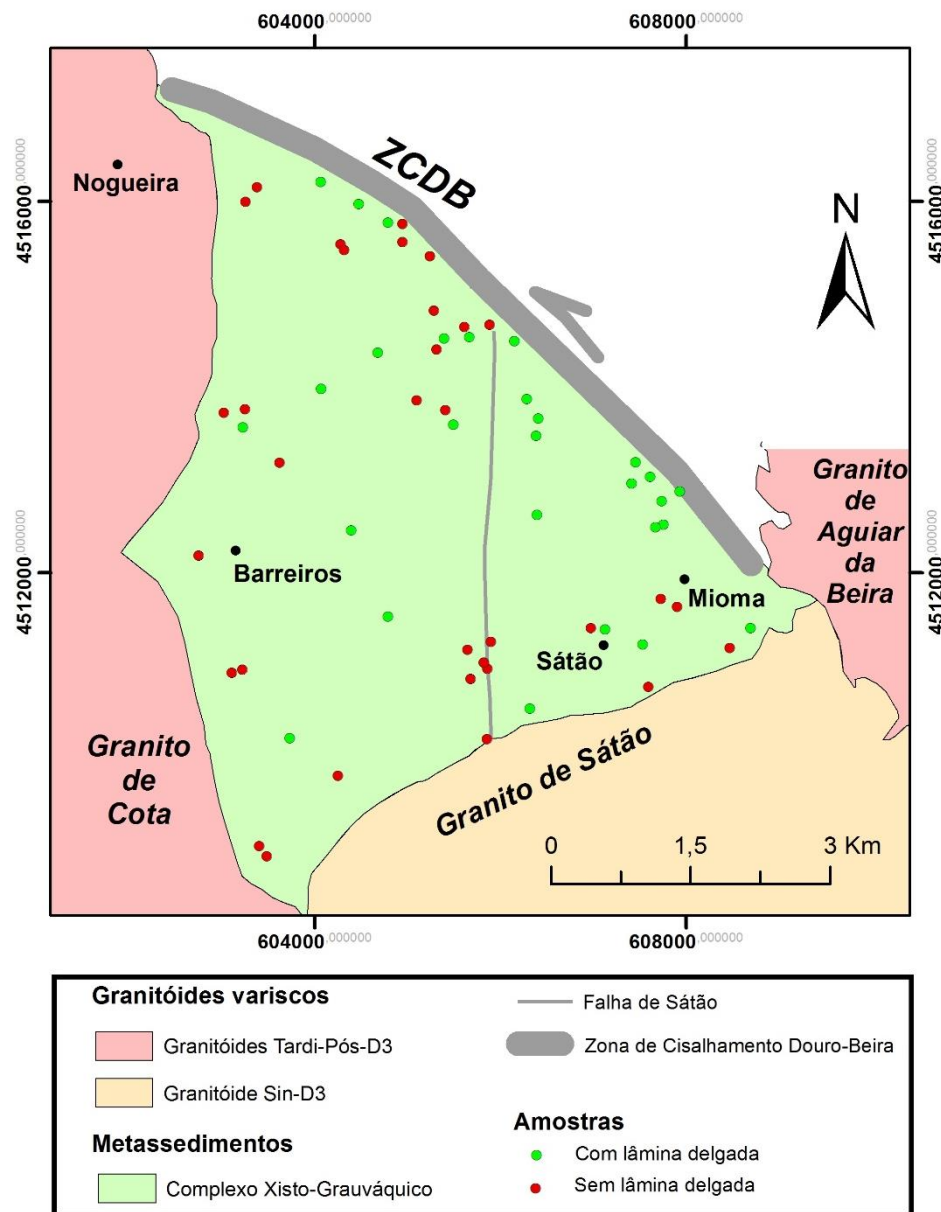


Figura IV.1 – Mapa de amostragem, com a seleção de amostras para lâmina delgada.

IV.2 Zona da Clorite + Zona da Biotite

A maioria das rochas deste setor está na área de influência do metamorfismo de contacto, o que dificulta bastante o estudo destes metassedimentos. No entanto, verifica-se que a associação mineralógica mais comum é constituída por moscovite + clorite + quartzo \pm biotite, ocorrendo, como minerais acessórios, a turmalina e alguns opacos. A textura varia entre porfiro-lepidoblástica a porfiro-lepidogranoblástica.

A clorite ocorre sob a forma de cristais lamelares de pequenas dimensões segundo a xistosidade S_1 . É identificável através da sua cor verde-clara, fraco pleocroísmo e cores

de polarização de primeira ordem. As moscovites são muito abundantes nas amostras estudadas, ocorrem sob a forma de pequenos cristais lamelares dispostos segundo a S_1 e a S_2 (Figura IV.2a), são incolores e apresentam cores de polarização de segunda ordem. O quartzo forma pequenos cristais anédricos, incolores, com baixa birrefringência, mostrando com frequência extinção ondulante e formação de sub-grãos, evidenciando recristalização dinâmica. Quanto à biotite, devido à influência do metamorfismo de contacto, a identificação deste mineral nem sempre é fácil. A biotite tem uma direção de clivagem bem visível, cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege e o castanho-escuro, extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Apresenta-se sob a forma de pequenos cristais lamelares orientados segundo as xistosidades S_1 e S_2 (Figura IV.2a), mas pode formar porfiroblastos. Este mineral está muitas vezes a ser substituído pela clorite em que a substituição pode ser confinada aos bordos dos grãos e às zonas próximas dos planos de clivagem ou pode ser mais extensa e abranger todo o mineral.

Por vezes, reconhece-se microscopicamente o paralelismo entre a xistosidade e as superfícies de estratificação (Figura IV.2b), tal como foi observado em campo. A xistosidade mais penetrante nesta zona é a S_1 , embora nalguns locais seja a S_2 , e ambas são definidas pelo alinhamento dos filossilicatos (moscovite, clorite e alguma biotite relativamente à S_1 e apenas moscovite e biotite definem a S_2). A 3ª fase de deformação produziu dobras com clivagem de crenulação associada (Figura IV.3a), como se pode observar nas proximidades da Zona de Cisalhamento Douro-Beira.

O estudo petrográfico demonstrou que os novos minerais gerados pelo metamorfismo de contacto são geralmente cordierite e andaluzite e que estes se encontram frequentemente alterados para um agregado muito fino de micas brancas (Figura IV.3b). No entanto, em algumas das lâminas deste setor, verifica-se também a formação de biotite e de cloritóide estáticos sobre a xistosidade. O cloritóide assemelha-se à clorite por ter cor verde-clara, clivagem e fraco pleocroísmo. No entanto, este mineral diferencia-se da clorite por apresentar maclas, quando observado em nicóis cruzados.

Quando os porfiroblastos estáticos apresentam xistosidade interna (S_i), verifica-se que é igual à xistosidade da matriz (S_e), indicando uma blastese posterior destes minerais, relativamente à xistosidade S_1 ou S_2 . Uma vez que os porfiroblastos também englobam a crenulação, e foram gerados pelas intrusões graníticas tardi-pós-tectónicas, pressupõe-se que estes se tenham formado após a 3ª fase de deformação varisca.

As observações realizadas na zona da clorite + zona da biotite permitem concluir que: a) a clorite e a biotite têm carácter essencialmente sin-tectónico com a D_1 , sendo

possível que a cristalização da biotite possa ter continuado durante a D_2 ; b) existiram condições metamórficas para a formação de moscovite durante a D_1 e D_2 ; c) a blastese dos minerais de metamorfismo regional é anterior à terceira fase de deformação; d) o metamorfismo de contacto gerou novos minerais metamórficos, posteriores à D_3 .

IV.3 Zona da Estaurolite + Zona da Silimanite

A associação mineralógica mais representativa dos metapelitos deste setor é formada por quartzo + biotite + moscovite + estaurolite + andaluzite e como minerais acessórios, pode-se encontrar turmalina e opacos. A textura varia entre porfiro-lepidogranoblástica e porfiro-granolepidoblástica.

As moscovites e biotites ocorrem na matriz como pequenas palhetas orientadas, definindo a xistosidade S_2 , que nestas rochas é muito penetrativa, e que praticamente oblitera a S_1 (Figura IV.4a). Os porfiroblastos de estaurolite e de andaluzite encontram-se quase sempre e em ambos os casos, substituídos, por um agregado de diminutas micas brancas (sericites). Por vezes, a substituição chega a abranger todo o cristal, tornando muito difícil o estabelecimento das relações temporais entre eles e as fases de deformação. A estaurolite tem cor amarela e é ligeiramente pleocróica, enquanto os grãos de andaluzite são incolores, podendo apresentar um leve pleocroísmo em tons róseos e com duas direções de clivagem típicas do mineral. A estaurolite está rodeada pela S_2 e há evidências que a andaluzite está a pseudomorfizá-la e a inclui-la (Figura IV.4b), podendo-se inferir que a andaluzite é posterior à estaurolite. Nas lâminas observadas, não se encontrou nenhum cristal de silimanite.

Os efeitos do metamorfismo de contacto, embora não sejam tão significativos como na zona da clorite + zona da biotite, também são visíveis em algumas amostras estudadas. Perto do contacto com o granito de Aguiar da Beira, ocorrem porfiroblastos de cordierite, andaluzite (Figura IV.5) e biotite que, por serem estáticos sobre a S_2 , são considerados pós-tectónicos.

A presença de crenulação que afeta a xistosidade S_2 de alguns metassedimentos evidencia os efeitos da 3ª fase de deformação, à escala microscópica (Figura IV.6a).

Após o estudo petrográfico das rochas deste setor é possível concluir que: a) existiram condições metamórficas para a formação de moscovite e biotite durante a D_2 ; b) a estaurolite pode-se ter formado durante a D_1 e/ou a D_2 ; c) quanto à andaluzite, esta pode ser regional e de contacto. A blastese da andaluzite regional suscita dúvidas, uma vez que este mineral está a substituir a estaurolite que por sua vez está contornada pela S_2 . Assim

sendo, a andaluzite pode-se ter formado durante a D₂ e/ou a D₃; d) a andaluzite de contacto, tal como a biotite de contacto e a cordierite, devem-se ter gerado depois da D₃.

IV.4 Zona da Silimanite + Feldspato Potássico

Nesta área predominam as rochas migmatíticas embora, nalguns locais, se observem micaxistos de alto grau metamórfico.

O estudo dos migmatitos é complexo, e a reduzida quantidade de amostras analisadas nesta zona, não permitiu um estudo pormenorizado destas rochas. Deste modo, não foi possível individualizar as composições mineralógicas dos níveis escuros dos níveis de cor clara. Contudo, de um modo geral, estas rochas apresentam uma textura gnéissica conferida pela alternância de bandas félsicas constituídas por quartzo + feldspato ± turmalina e bandas ricas em filossilicatos (biotite ± moscovite).

Na parte sul desta área, ou seja, onde se atinge maior grau metamórfico, o desaparecimento da moscovite e o aparecimento de feldspato potássico (Figura IV.6b) marca a segunda isógrada da silimanite (Yardley, 1989) e coincide com a entrada no domínio das rochas migmatíticas (Valle Aguado *et al.*, 2010). Portanto, a moscovite, quando existe nestas rochas, deverá ser na sua maioria retrógrada.

Quanto à silimanite, mais uma vez não foram observados grãos deste mineral, nas lâminas estudadas.

O bandado observado no campo, corresponde a uma xistosidade S₂, visível nos níveis máficos e definida pela biotite, que está crenulado pela 3ª fase de deformação varisca (D₃).

No campo, não se reconheceram efeitos do metamorfismo de contacto nesta zona porem, a análise microscópica revelou que num local perto do contacto com o granito de Cota, parece haver geração de porfiroblastos de cordierite. Contudo, para efeitos de cartografia da auréola do metamorfismo térmico, optou-se por não incluir este dado, uma vez que é pontual e suscita dúvidas.

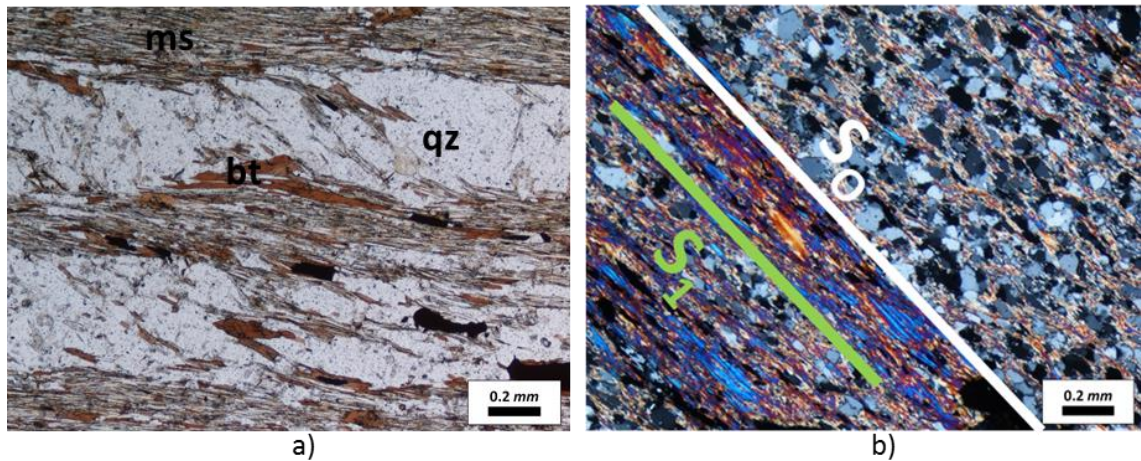


Figura IV.2 - Microfotografias de metapelitos da zona da clorite + zona da biotite. a) Biotite (bt) e moscovite (ms), definindo a xistosidade S_2 (nicóis paralelos). b) Relação entre a estratificação (S_0) e a xistosidade (S_1) (nicóis cruzados).

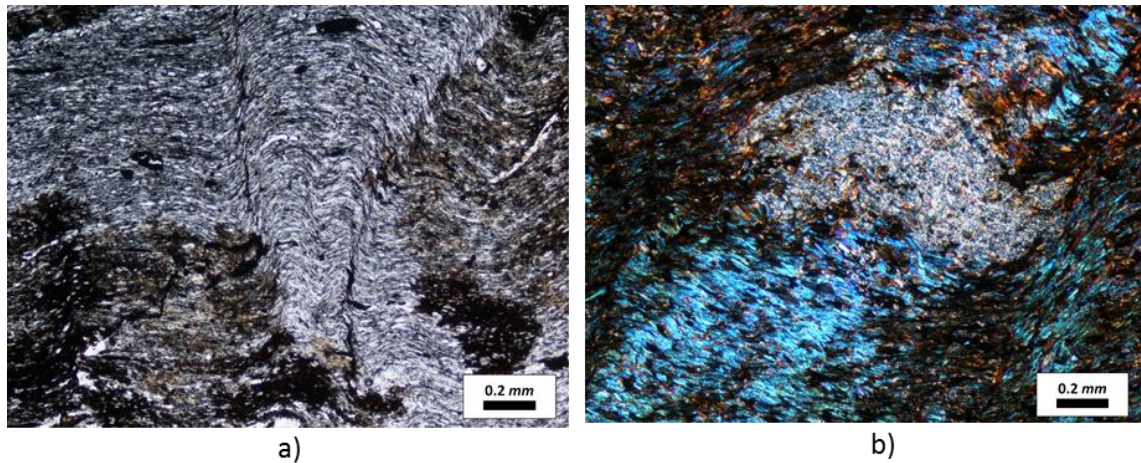


Figura IV.3 - Microfotografias de metapelitos da zona da clorite + zona da biotite. a) Aspeto da xistosidade S_1 crenulada (nicóis paralelos). b) Porfiroblasto estático sobre a S_2 substituído por um agregado de pequenas micas brancas (nicóis cruzados).

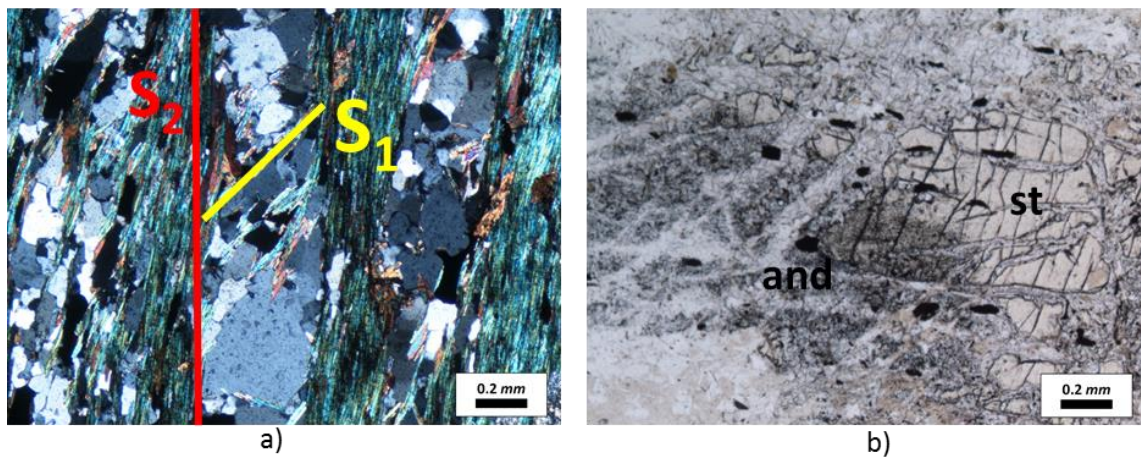


Figura IV.4 - Microfotografias de metapelitos da zona da estauroлите + zona da silimanite. a) Relação entre a xistosidade S_1 e a xistosidade S_2 (nicóis cruzados). b) Andaluzite (and) a substituir a estauroлите (st) (nicóis paralelos).

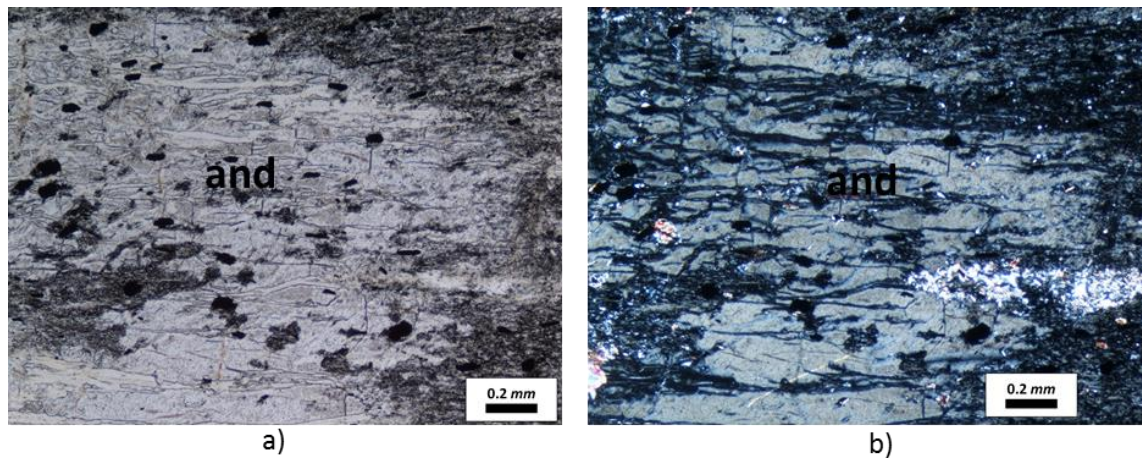


Figura IV.5 - Microfotografias de metapelitos da zona da estaurolite + zona da silimanite. a) Porfiroblasto estático de andaluzite (and) (nicóis paralelos). b) Porfiroblasto estático de andaluzite (and) (nicóis cruzados).

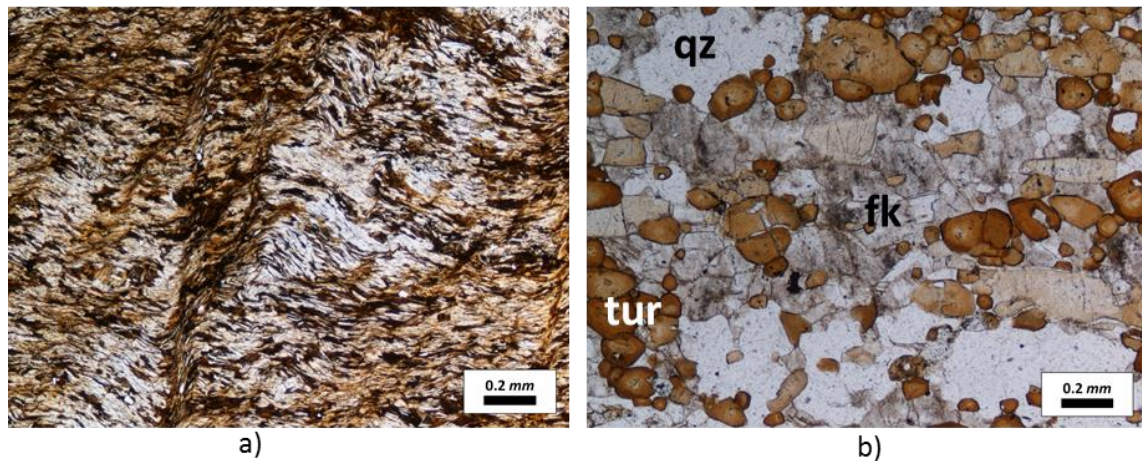


Figura IV.6 - Microfotografias em nicóis paralelos. a) Aspeto da xistosidade S₂ crenulada, em metapelitos da zona da estaurolite + zona da silimanite. b) Presença de feldspato potássico (fk), turmalina (tur) e quartzo (qz) nas rochas da zona da silimanite + feldspato potássico.

IV.5 Relações blastese-deformação

Tendo em conta a informação que foi possível obter do estudo petrográfico, as conclusões sobre as relações temporais entre a blastese dos minerais do metamorfismo regional e as fases de deformação, podem-se ser sintetizadas do seguinte modo (Figura IV.7):

- a formação da clorite teve lugar durante a D_1 , sem se saber ao certo se também cristalizou durante a D_2 ;
- a blastese de biotite ocorreu durante a D_1 e a D_2 ;
- a estaurolite pode-se ter formado durante a D_1 e/ou a D_2 ;
- a andaluzite é posterior à estaurolite, ou seja, posterior à D_1 , podendo ter sido gerada durante a D_2 e/ou D_3 ;
- a migmatização começou antes da D_3 , possivelmente durante a D_2 .

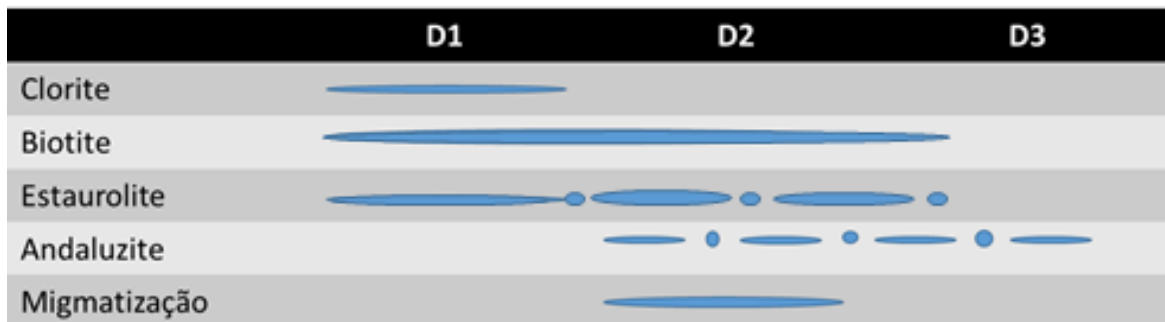


Figura IV.7 - Relações entre a blastese dos minerais do metamorfismo regional e as três fases de deformação varisca.

Os minerais do metamorfismo de contacto apresentam-se como porfiroblastos estáticos que englobam a S_1 , S_2 e a crenulação de fase 3. Por isso, a blastese da biotite, cloritóide, andaluzite e cordierite, associados a este evento térmico teve lugar após a D_3 (Fig. IV.8).

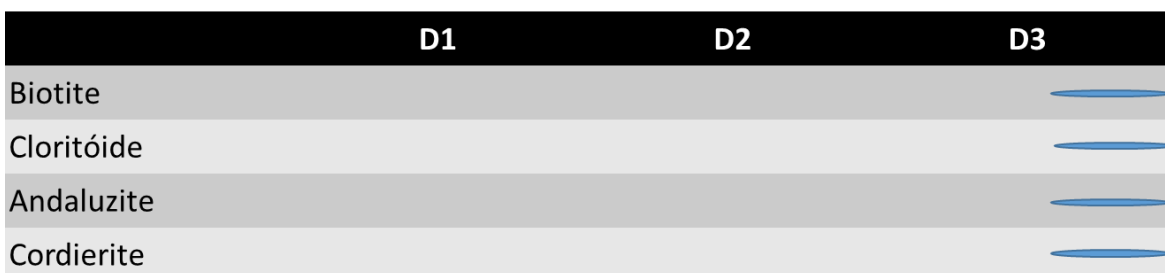


Figura IV.8 - Relações entre a blastese dos minerais do metamorfismo de contacto e as três fases de deformação varisca.

CAPÍTULO V

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

CAPITULO V – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Neste capítulo discute-se a idade e a cinemática da falha de Sátão, compara-se a zonalidade metamórfica do setor estudado com áreas adjacentes e, por fim, apresentam-se as principais conclusões desta dissertação.

V.1 A falha de Sátão

Após a integração e análise dos dados de campo e da petrografia dos metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão, ficou patente a ausência de continuidade lateral das zonas do metamorfismo regional. Com efeito, a isógrada da estaurolite situa-se mais a norte no setor ocidental da área, comparativamente ao oriental, sucedendo o mesmo para a isógrada da silimanite + feldspato potássico (Fig. III.12). Por este motivo, foi inferida uma falha que, face à informação disponível, deverá ter uma direção aproximada N-S, ignorando-se a sua inclinação, embora o traçado retilíneo com que acabou por ser representada no mapa sugira um pendor elevado.

Não há evidências de que a falha afete o plutão de Sátão. Além disso, de acordo com a cartografia da zonalidade metamórfica da figura III.12, o granito intrui blocos do Super Grupo Dúrico-Beirão previamente deslocados. Ou seja, o acidente tectónico seria anterior à intrusão do granito sin- D_3 . Por outro lado, como a falha não está dobrada pela D_3 , cabe admitir que se possa ter formado precocemente, em associação com outras estruturas de 3ª fase, acabando por ser intruída, ainda durante este evento, pelo granito sin-tectónico.

Dobras D_3 como as que ocorrem em Sátão estão também presentes num amplo setor no Super Grupo Dúrico-Beirão, a oeste do granito de Cota e a sudoeste do Sinclinal de Porto-Sátão. Estas estruturas têm sido interpretadas como resultantes da atuação do Cisalhamento de Douro-Beira (Valle Aguado, *et al.* 2005; Esteves *et al.*, 2008). Se a falha de Sátão é sin- D_3 , então também deverá ter sido gerada no contexto da tectónica transcorrente da ZCDB.

Na ausência de níveis guia e desconhecendo-se a inclinação das isógradas, podem ser colocadas várias hipóteses quanto à cinemática da falha de Sátão.

Considerando a falha vertical e independentemente da inclinação das isógradas, a primeira possibilidade que surge de imediato, numa primeira análise da figura III.12, é que a falha de Sátão é um desligamento direito (Figura V.1a). No entanto, se as isógradas estão inclinadas para norte, o mesmo efeito no mapa seria provocado por uma falha com movimento vertical (Figura V.1b). Neste caso, o “deslocamento direito” das isógradas no

mapa seria apenas aparente. Na figura V.1b, para facilitar o desenho, a falha foi representada vertical, mas o resultado após erosão seria o mesmo com o acidente inclinando para oeste (falha inversa) ou para este (falha normal).

Se, como parece, a falha de Sátão é uma estrutura D_3 , não será provável que corresponda a uma falha extensional (normal) porque a sua orientação é bastante próxima do plano axial da dobra cartográfica mais próxima ao granito de Cota (Figura III.11), uma estrutura de contração.

Concluindo, tendo em conta a discussão anterior, podem ser colocadas as seguintes hipóteses sobre esta falha:

- É um desligamento direito, em cujo caso poderá representar uma falha subsidiária, antitética, do Cisalhamento de Douro-Beira;
- É uma falha inversa, com o teto situado a oeste, desenvolvida em paralelo com outras estruturas de contração (dobras) durante a D_3 .

Uma terceira hipótese surge da combinação das duas anteriores, ou seja, uma falha oblíqua, com componente horizontal direita e componente vertical inversa.

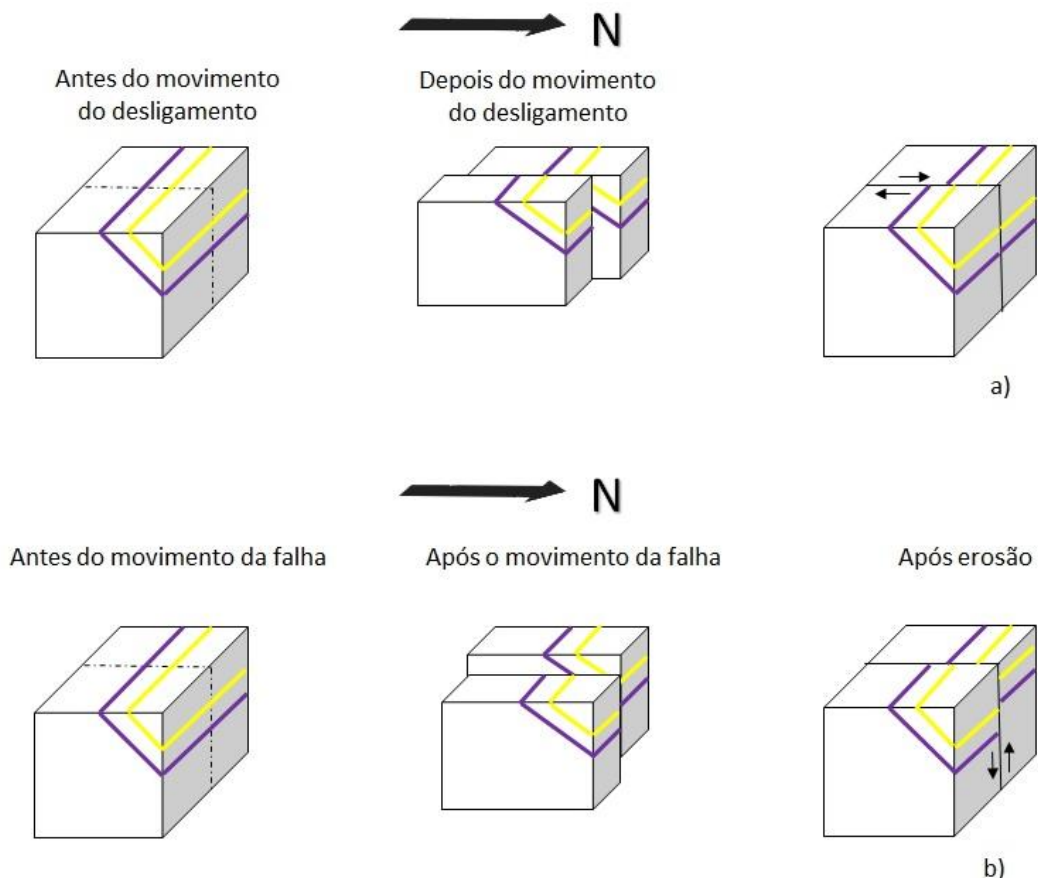


Figura V.1 – Esquemas com duas possibilidades para o movimento da falha de Sátão. Em cada bloco-diagrama, a linha amarela representa a isógrada da estaurolite e a linha roxa representa a isógrada da silimanite + feldspato potássico. a) Desligamento direito; b) Falha com movimento vertical.

V.2 Comparação com a região de Cavernães

As rochas do Super Grupo Dúrico-Beirão da região de Cavernães, que se situam do lado ocidental do granito de Cota, foram estudadas por Esteves (2006). Nesta zona, tal como acontece nos metassedimentos de Sátão, as isógrads estão dobradas pela D_3 e, também, o grau do metamorfismo regional aumenta de norte para sul. Embora a cartografia de Esteves (2006) inclua uma zonalidade metamórfica mais detalhada, torna-se é possível estabelecer o paralelismo entre as duas regiões.

A montagem dos mapas das duas áreas, efetuada com ajuda do programa ARCGIS, permite constatar que o padrão cartográfico das isógrads no setor de Sátão é coerente com o de Cavernães (Figura V.2). Nesta figura, visualiza-se também que as orientações tão contrastantes a oriente e a ocidente do granito de Cota são explicadas pela existência das dobras D_3 , prévias à intrusão do granito. Dada a correspondência, na região de Sátão, uma amostragem mais densa do que a que foi possível levar a cabo neste trabalho, deverá evidenciar a mesma sequência de zonas do metamorfismo regional.

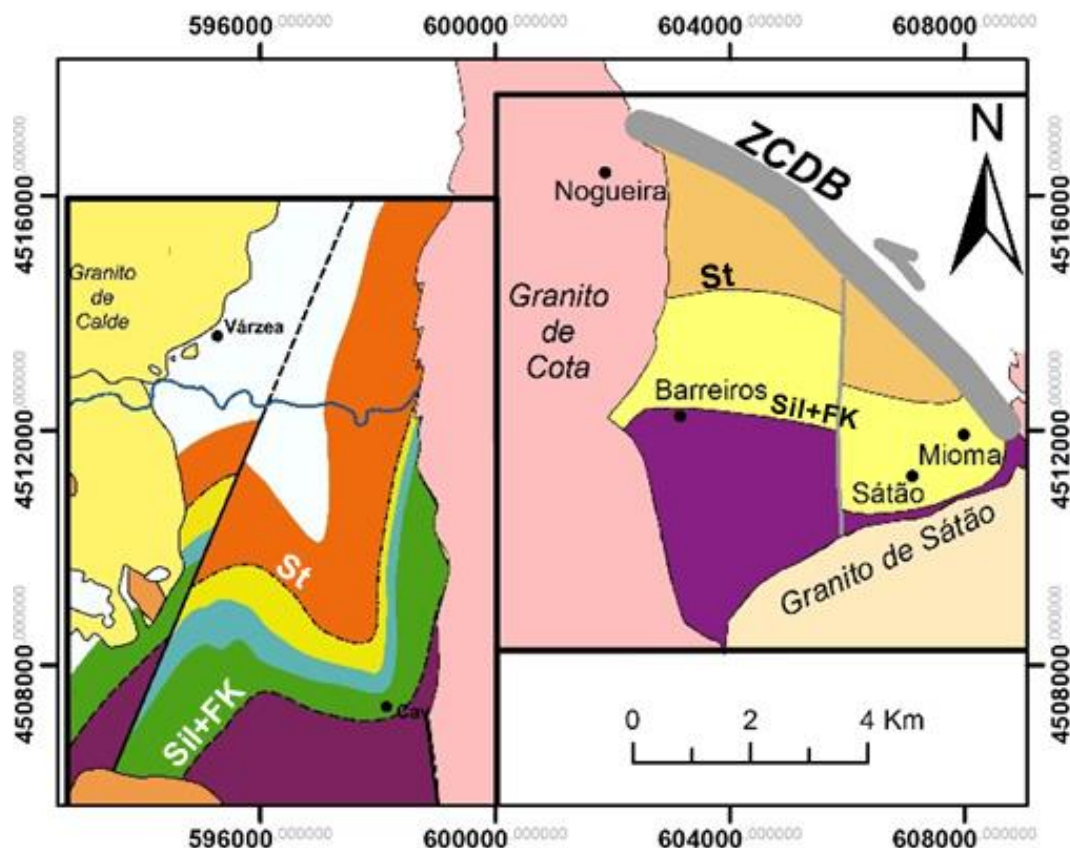


Figura V.2 – Comparação da zonalidade metamórfica na região de Cavernães (esquerda) com a região de Sátão (direita). Nos dois mapas estão assinaladas as isógrads da estauroilite (St) e silimanite + feldspato potássico ($Sil+FK$). O mapa de Cavernães (Esteves, 2006), mostra, de norte para sul, as zonas da clorite, biotite, estauroilite, distena e silimanite, estando as áreas migmatíticas coloridas a roxo.

V.3 Conclusões

Este trabalho de investigação incidiu no estudo da caracterização estrutural e metamórfica dos metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão que afloram na região de Sátão, situada na Zona Centro-Ibérica. As principais conclusões desta dissertação são agora enunciadas:

1. Os metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão foram afetados por três fases de deformação varisca (D_1 , D_2 e D_3). As duas primeiras fases foram acompanhadas da geração de xistosidades, S_1 e S_2 .
2. De um modo geral, a xistosidade S_1 tem mais representatividade nas rochas de menor grau metamórfico enquanto a S_2 é a anisotropia dominante nos micaxistos e migmatitos.
3. A terceira fase de deformação dá origem a dobras, que ocorrem desde à escala microscópica até à quilométrica. Os planos axiais das dobras maiores apresentam direções NW-SE e NNW-SSE e eixos verticais ou sub-verticais. A falha de Sátão também parece estar relacionada com a D_3 .
4. Em linhas gerais, o grau do metamorfismo regional aumenta de norte, onde se situam as rochas de menor grau, para sul, onde afloram as rochas migmatíticas.
5. De acordo com a cartografia apresentada, verifica-se que as isógrads de metamorfismo regional da estaurolite e da silimanite + feldspato potássico estão dobradas pela 3ª fase de deformação varisca.
6. Apesar de não ter sido possível obter dados suficientes para estabelecer um modelo da evolução tectono-metamórfica, as relações blastese-deformação obtidas neste trabalho não estão em contradição com a evolução proposta para a região adjacente de Cavernães, com a qual pode ser estabelecido paralelismo.
7. O metamorfismo de contacto associado aos granitóides tardi-pós- D_3 provocou nos metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão a blastese de novas paragénese minerais com biotite, cloritóide, andaluzite e cordierite que se sobrepuseram às associações prévias do metamorfismo regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁBALOS, B., CARRERAS, J., DRUGUET, E., ESCUDER VIRUETE, J., GÓMEZ PUGNAIRE, M.T., LORENZO ALVAREZ S., QUESADA, C., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GIL IBARGUCHI, J.I. (2002) – Variscan and pre-variscan tectonics. *In: Gibbons, W.; Moreno, T. (Eds). The Geology of Spain. Geol. Soc. London, London, 155-183.*
- ALMEIDA, A, LETERRIER, J., NORONHA, F., BERTRAND, J. (1998) - U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica composite pluton of Cabeceiras de Basto (northern Portugal). *C.R. Acad. Sci. Paris, Earth & Planetary Science Letters* 326, 779-785.
- ANTUNES, I., NEIVA, A., SILVA, M., CORFU, F. (2008) - Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo branco pluton (Central Portugal). *Lithos*, 103, 445-465.
- ATHERTON, M., ATKIN, B., NAGGAR, M. (1974) - Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 189-192.
- AZEVEDO, M.R., MARTINS, M., LETERRIER, J., NOLAN, J., VALLE AGUADO, B., MEDINA, J., TASSINARI, C., PINTO, M. (1999) - Discrepancies between whole-rock Rb-Sr ages and U-Pb zircon ages in late-post tectonic Hercynian granitoids from the Fornos – Viseu area, Portugal. *Document du BRGM* 290, 202.
- AZEVEDO, M.R., VALLE AGUADO, B., NOLAN, J., MARTINS, M.; MEDINA, J. (2005) - Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. *In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D.; Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 7.*
- AZEVEDO, M.R., VALLE AGUADO, B. (2013) – Origem e instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.). Geologia de Portugal, Escolar Editora (ISBN: 978-972-592-364-1): vol. 1, 377-401.*
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1983) - Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95, 65-98.
- COCKS, L., TORSVIK, T. (2002) - Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society*, 159, 631-644.

- COSTA, M. M. C. P. (2011) - *Geoquímica dos granitóides de Aguiar da Beira, norte de Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, Aveiro, 346 pp.
- DIAS, G. (2001) - Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Mem. Acad. Sci. Lisboa*, XXXIX, 121-143.
- DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P.P., BERTRAND, J.M. (1998) - U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.
- DIAS, R., COKE, C. e RIBEIRO, A. (2006) – Da deformação na Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kulberg, J. (editores). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, pp. 35-61.
- DIAS, R., RIBEIRO, A. (1995) - The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- DÍEZ BALDA, M., VEGAS, R., GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990) - Central-Iberian Zone: Structure. *In*: Dallmeyer, R.D.; Martínez García, E. (Eds). *Pre-mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin Heidelberg, 172-188.
- ESCUDEIR VIRUETE, J., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994) - Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- ESTEVES, A.F. (2006) - As rochas metamórficas da região de Viseu. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, Aveiro, 124 pp.
- ESTEVES, A.F., VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M.R. (2006) - Metamorfismo Barroviano Varisco na Zona Centro-Ibérica: Novas Evidências na Cintura Metamórfica de Porto-Viseu. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz 2006. Livro de Resumos, vol. I, pp. 73-76.
- ESTEVES, A.F., VALLE AGUADO, B., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., AZEVEDO, M.R. (2008) – Deformação polifásica varisca na região da Cavernães, norte de Viseu (Zona Centro-Ibérica). 8ª Conferência Anual do GGET, *Memória nº 3 do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto* (ISSN 0871-1607): 68-71.

- FERREIRA PINTO, A.F. (1990) - A zona de cisalhamento dúctil do Granito de Sátão, II- Evolução química durante a deformação. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 109, 65-103.
- FERREIRA PINTO, A.F., GAMA PEREIRA, L.C., REGÊNCIO MACEDO, C.A. (1993) - A zona de cisalhamento dúctil do Granito de Sátão: Idade e enquadramento geotectónico. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 115, 57-69.
- FERREIRA, N., CASTRO, M., GODINHO, M., NEVES, L., PEREIRA, A., FERREIRA PINTO, A., SIMÕES, L., SILVA, F.G., VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M.R., ESTEVES, F., SEQUEIRA, A., MEIRELES, C. (2009) - *Folha 17A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal (1:50.000)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- FERREIRA, N., GODINHO, M., NEVES, L., PEREIRA, A., SEQUEIRA, A., CASTRO, P., BENTO DOS SANTOS, T. (2010) – Notícia explicativa da *Folha 17A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal (1:50.000)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. (1987) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) *Geologia de los Granitóides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- GIL IBARGUCHI, I., JULIVERT, M., MARTÍNEZ, F. (1983) - La evolucion de la Cordillera Herciniana en el Tiempo. *Rios Geologia de Espana I*. Madrid, Spain, 607-612.
- GONÇALVES, L. S., ARAÚJO, J.R.F., FONSECA, E.C., PINTO, M.S., FERREIRA PINTO, A.F. (1990) - *Folha 17B (Fornos de Algodres) da Carta Geológica de Portugal (1:50.000)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- HOLDAWAY, M.J. (1971) - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* 271, 97-131.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1974) - *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (E. 1: 1000000)*, Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp.
- LOTZE, F. (1945) - Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- OEN, S. I. (1958) - The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal, *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal*, 41, 199 pp.

- OEN, S. I. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero de España*. 81, 271-298.
- NANCE, R. D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J. D., LINNEMANN, U., MURPHY, J. B., QUESADA, C., STRACHAN, R. A., WOODCOCK, N. H. (2012) - A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3, 125-135.
- PÉREZ ESTAÚN, A., BEA, F., BASTIDA, F., MARCOS, A., MARTÍNÉZ CATALÁN, J.R., MARTINEZ POYATOS, D., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., AZOR, A., SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004) - La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. *In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PINTO, M. S., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L., FERREIRA, M. P. (1987) - Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. *In: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. and Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.) Editorial Rueda, Madrid, 69-86.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M., FERREIRA, M., ROCHA, R., SOARES, A., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F., CARVALHO, D., MONTEIRO, J. (1979) - *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- RODRIGUES, J.F.S. (1998). Estudo tectonossedimentar do extremo SE da zona de cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (região de Queiriga – Sátão, NE de Viseu). Tese de Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 109 pp.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D., DÍEZ BALDA, M. A., PEREJÓN, A., PIEREN, A., E., L., LÓPEZ DÍAZ, F., MORENO, F., GÁMEZ VINTANED, J. A., GÓNZALEZ LODEIRO, F., MARTÍNEZ POYATOS, D., VEGAS, R. (2004) - Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía. *In: VERA, J.A.E. (Eds.) Geología de España*. SGE-IGME: Madrid, 78-81.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) - Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul - Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal*, 37, 617pp.
- SCOTese, C.R. (1997) - Continental Drift, 7th ed. PALEOMAP Project, Arlington, Texas. 79 p.

- STAMPFLI, G., BOREL, G. D. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- TEIXEIRA, C., SANTOS, J., LOPES, J., PILAR, L., PEREIRA, V. (1972) - Carta Geológica de Portugal, escala 1: 50000, Folha 14-D (Aguiar da Beira) e respetiva notícia explicativa. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- TEIXEIRA, R.S.T. (2008) - *Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães*. Tese de Doutoramento, UTAD, Vila Real, 427 pp.
- VALLE AGUADO, B. (1992) - *Geología estructural de la Zona de Cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España, 254 pp.
- VALLE AGUADO, B., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J. (1993) - Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comunicações Instituto Geol. e Mineiro de Portugal*, 79: 41-61.
- VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M.R. (2006) – Trajectórias PTt na cintura metamórfica de Porto-Viseu: Implicações no magmatismo granítico. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, Livro de Resumos, vol. III, 1215-1218.
- VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M.R., SANTOS, J., NOLAN, J. (2010) - O complexo migmatítico de Mundão (Viseu, norte de Portugal). *VIII Congresso Nacional de Geologia*, Braga, e-Terra, 16, 9, 1-4.
- VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M.R., SCHALTEGGER, U., MARTÍNEZ CATALÁN, J., NOLAN, J. (2005) - U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82: 169-184.
- VALLE AGUADO, B., MARTÍNEZ CATALÁN, J., AZEVEDO, M.R. (2000) - Structure of the western termination of the Juzbado–Penalva do Castelo Shear Zone (Western Iberian Massif). Variscan–Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basement Tectonics 15*, A Coruña, Spain, Program & Abstracts. 287-291.
- VERA, J.A. (editor) (2004) - Geología de España. *SGE-IGME*, Madrid, 890 pp.
- YARDLEY, B.W.D., (1989) - An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Group UK Ltd., 248 pp.

